

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

*Campus de Rio Claro*

**DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE) E  
POR <sup>14</sup>C DE MATERIAIS DE UMA TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS NA  
SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG: ABORDAGEM  
PALEOAMBIENTAL.**

**ALINE DE AQUINO**

**Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” *Campus de Rio Claro*, para a obtenção do título de doutor em Geografia (Área de Concentração: Organização do Espaço).**

**RIO CLARO (SP)**

**2013**

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA “Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

*Campus de Rio Claro*

**DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE) E  
POR <sup>14</sup>C DE MATERIAIS DE UMA TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS NA  
SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG: ABORDAGEM  
PALEOAMBIENTAL.**

**Aline de Aquino**

**Orientadora: Profa. Dra. Nádia Regina do Nascimento**

**Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” *Campus de Rio Claro*, para a obtenção do título de doutor em Geografia (Área de Concentração: Organização do Espaço).**

**RIO CLARO (SP)**

**2013**

551.4a Aquino, Aline  
A657d Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e por <sup>14</sup>C de materiais de uma topossequência de solos na Serra do Espinhaço Meridional – MG: abordagem paleoambiental / Aline Aquino. - Rio Claro : [s.n.], 2013  
124 f. : il., figs., gráfs., tabs.

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: Nádia Regina do Nascimento

1. Geomorfologia. 2. Composição isotópica. 3.  
Radiocarbono. 4. Evolução de topossequência. I. Título.

**ALINE DE AQUINO**

DATAÇÃO POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE) E  
POR  $^{14}\text{C}$  DE MATERIAIS DE UMA TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS NA SERRA  
DO ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG: ABORDAGEM PALEOAMBIENTAL.

COMISSÃO EXAMINADORA

Profa. Dra. Nádia Regina do Nascimento (IGCE/UNESP – Rio Claro)

Profa. Dra. Célia Regina Montes (NUPEGEL/ESALQ/USP - Piracicaba)

Profa. Rosely Pacheco (FFLCH/USP – SP)

Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno (PUC-Minas)

Prof. Dr. Alisson Diniz (UFBA)

Rio Claro, 07 de Janeiro de 2013

Resultado: **APROVADA**

*Dedico à minha querida e inesquecível  
avó Regina (in memoriam),  
que sempre me incentivou e se orgulhou de mim.*

## **EPÍGRAFE**

*Somos feitos da mesma matéria dos nossos sonhos.*  
*William Shakespeare*

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus pais, Aparecido e Terezinha, pelo estímulo, pelos conselhos e por compreenderem minhas ausências. Amo vocês!

Ao meu irmão, José Mario, pelo apoio, conselhos e ajuda na etapa final do trabalho.

Às minhas tias, Haydée e Acássia, pelo incentivo constante. Amo vocês!

Ao meu marido Fernando, pelo apoio, paciência com minhas ausências e incentivo constante. Obrigada por tudo!

À Profa. Dra. Nádia Regina do Nascimento, pela ajuda, amizade, apoio e por me ensinar o verdadeiro significado da palavra “orientador”.

À amiga Cristiane Regina Michelon, por me dar abrigo em Rio Claro e por me auxiliar, nos finais-de-semana, no Laboratório e, também, nas coletas das amostras nos trabalhos de campo. Muito obrigada pelas palavras de incentivo e apoio. Torço muito pelo seu sucesso.

A Suely Martins, técnica do Laboratório LAFS, da UNESP, campus de Rio Claro, pelo auxílio nas análises.

Aos colegas Alisson Diniz, Bruna Rossin e Rafael Marques pelo auxílio e incentivo.

Aos meus amigos de trabalho Alceu Viana, Mara Góes e Rosani Gardin, que sempre me deram apoio e incentivo, principalmente na etapa final do trabalho. Adoro vocês!

Ao amigo Carlos Henrique Albrecht pelo incentivo constante e apoio no decorrer do trabalho.

À querida amiga Divanil Favaretto pela preocupação e apoio.

Aos Professores Dr. Luiz Felipe Brandini e Dr Guilherme Taitson Bueno pelas sugestões dadas na qualificação e que muito contribuíram para o término desta monografia de doutorado.

Ao colega Abimael Cereda Junior e Daniela Beato, pela ajuda com os mapas.

A Beth, secretária do DEPLAN/IGCE/UNESP campus de Rio Claro, pelo auxílio no decorrer do trabalho e amizade.

Ao Instituto Estadual de Florestas (IEF), na pessoa de Antônio Augusto Tonhão de Almeida, que autorizou a realização do trabalho no Parque Estadual do Rio Preto. Obrigada pelo apoio nos transportes (carros e mulas) e por ceder a “casa dos pesquisadores” para montar a base de pesquisa.

Aos funcionários do Parque Estadual do Rio Preto - Miltinho, Celico, Anízio, entre outros - pelo auxílio na coleta, abertura das trincheiras e no transporte das amostras.

À amiga Cármen Sílvia pela correção do trabalho.

A FAPESP pelo apoio financeiro para o desenvolvimento do projeto (Processo 08/50157-5).

Enfim, agradeço a todos que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

## RESUMO

O trabalho trata da cronologia dos sedimentos e das matérias orgânicas que deram origem a uma topossequência de solos. A área de estudo compreende uma porção da Alta Bacia do Rio Preto, no município de São Gonçalo do Rio Preto, na região Centro-Norte de Minas Gerais. Nessa área foi estudada uma topossequência de solos que apresentou complexidade em relação aos seus materiais de origem. Devido a essa complexidade a topossequência de solos foi dividida em três compartimentos: I, II e III. O compartimento I composto por materiais autóctones na base e materiais alóctones sobre os precedentes; o compartimento II formado por materiais autóctones e o compartimento III formado por materiais alóctones, segundo a descrição morfológica. O objetivo do trabalho foi entender a complexidade de evolução da topossequência, sobretudo no que se refere à cronologia dos materiais de origem depositados no decorrer da evolução da encosta e quanto à paleoclimatologia. Os métodos de datação utilizados foram: radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Para reconstrução do paleoambiente, foi utilizada a composição isotópica da matéria orgânica. Os solos foram utilizados para as análises, pois, devido à sua dinâmica, conseguem “gravar” e preservar alguns materiais possíveis de serem datados. Os resultados de composição isotópica mostraram que não houve mudança de vegetação na área, mas uma expansão da vegetação de campo de altitude sobre a floresta, provavelmente, ligado a um período de seca. A idade das matérias orgânicas permitiu concluir que foram depositadas em períodos diferentes e são de fontes diferentes. Os dados de Luminescência mostraram que parte da topossequência é originada a partir de materiais alóctones depositados em períodos diferentes que remetem ao Pleistoceno e Holoceno.

**Palavras-Chave:** Serra do Espinhaço, Composição isotópica, Radiocarbono, LOE, Evolução de Topossequência.

## ABSTRACT

The thesis studies the chronology of sediments and organic materials that formed a toposequence of soils. The study area is located in the high basin of the Rio Preto, in the municipality of São Gonçalo do Rio Preto, in the North Central region of Minas Gerais. This area was studied a soil toposequence that showed complexity in their source material. Because this complexity the toposequence was divided into three compartments: I, II and III. The compartment I is composed indigenous materials at the base and allochthonous materials about the precedents; the compartment II indigenous materials and the compartment III formed by alluvial materials, according to the morphological description. The objective of this study was to understand the complexity of the evolution of toposequence, in particular as regards the chronology of source materials deposited during the evolution of slope and Paleoclimatology. The dating methods used were: radiocarbon ( $^{14}\text{C}$ ) and Optically Stimulated Luminescence (OSL). Reconstruction of the paleoambiente, was used the isotopic composition of organic matter. The soils were used for the analyses, because, due to its dynamics, can "write" and preserve some materials can be dated. The results of isotopic composition showed that there was no change of vegetation in the area, but an expansion of the field of altitude vegetation on the forest probably connected to a dry periods. The age of organic materials made it possible to conclude that were deposited in different periods and are from different sources. The luminescence data showed that part of toposequence is originated from alluvial materials deposited in different periods which refer to the Pleistocene and Holocene.

**Key words:** Espinhaço, Isotopic composition, radiocarbon, OSL, evolution of toposequence.

## APRESENTAÇÃO

Este trabalho acopla-se ao projeto temático *Diferenciação de Paisagens Cársticas sobre Rochas Siliciclásticas na Serra do Espinhaço Meridional – MG*, coordenado pela Profa. Dra. Nádia Regina do Nascimento e fomentado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP). Os resultados deste estudo estão agrupados em cinco capítulos:

No **Capítulo 1**, apresenta-se a bibliografia que deu sustentação ao trabalho: oscilações climáticas, neotectônica, evolução dos solos, datação dos materiais dos solos.

No **Capítulo 2**, apresenta-se o quadro natural da área de estudos. Trata dos grandes conjuntos estruturais da Serra do Espinhaço, formas de relevo, clima e vegetação. Apresenta-se, também, uma síntese da topossequência de solos estudada por Michelon (2011). Esta síntese ajuda a entender a dinâmica atual da topossequência para, em seguida, compreender o passado.

O **Capítulo 3** trata da cronologia dos sedimentos que deram origem aos solos da topossequência, buscando entender os processos de sedimentação que ajudaram a formar a encosta na qual está localizada a topossequência estudada, e constitui o artigo: *Cronologia dos sedimentos que deram origem a uma topossequência de solos na alta bacia do Rio Preto - Espinhaço Meridional/MG*.

O **Capítulo 4** constitui um artigo: *Cronologia das matérias orgânicas e passagem da vegetação de floresta ao campo de altitude durante o Quaternário e em uma topossequência com sistemas laterítico-podzol no Espinhaço Meridional – MG*. Este estudo apresenta a idade das matérias orgânicas e o entendimento de como ocorreu a passagem da vegetação de floresta ao campo de altitude.

O **Capítulo 5** trata das considerações finais da monografia.

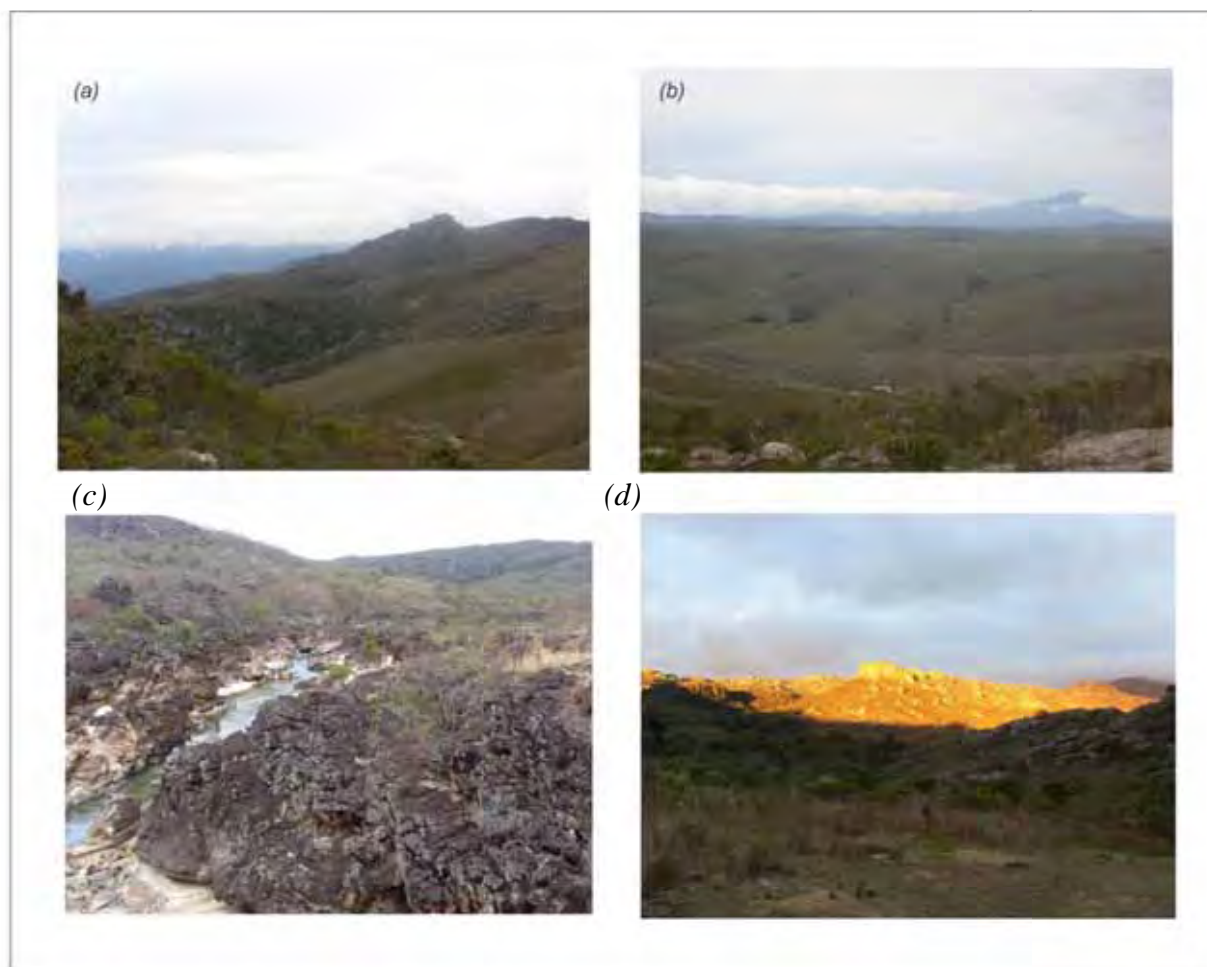
## ÍNDICE

<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>13</b>
<b>1 BASE BIBLIOGRÁFICA DE SUSTENTAÇÃO</b>	<b>20</b>
1.1 <i>Evolução do relevo e dos solos: Principais teorias</i>	20
1.2 <i>Significado Geomorfológico dos solos</i>	23
1.3 <i>Paleoclimatologia e seus Indicadores</i>	25
1.4 <i>Neotectônica e mudanças na Superfície</i>	28
1.5 <i>Matéria Orgânica como fonte de carbono do solo</i>	30
1.6 <i>Isótopos Radiogênicos – Razão Isotópica (<math>\delta^{13}C</math>) e <math>^{14}C</math></i>	32
1.6.1 <i>Isótopos de Carbono</i>	33
1.6.2 <i>Fracionamento Isotópico do carbono pelas plantas</i>	33
1.6.3 <i>Carbono – 14</i>	35
1.7 <i>Método de Datação por Luminescência</i>	38
<b>2 CARACTERIZAÇÃO NATURAL DO ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG.</b>	<b>41</b>
2.1 <i>Formação Geológica</i>	41
2.2 <i>Geomorfologia</i>	46
2.3 <i>Solos</i>	47
2.4 <i>Hidrografia</i>	50
2.5 <i>Clima</i>	50
2.6 <i>Vegetação</i>	51
2.7 <i>Caracterização da Topossequência de Solos</i>	53
<b>3 CRONOLOGIA DOS SEDIMENTOS QUE DERAM ORIGEM AO SOLUM DE UMA TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS NA ALTA BACIA DO RIO PRETO – ESPINHAÇO MERIDIONAL/MG.</b>	<b>60</b>
<b>4 CRONOLOGIA DAS MATÉRIAS ORGÂNICAS E PASSAGEM DA VEGETAÇÃO DE FLORESTA AO CAMPO DE ALTITUDE DURANTE O QUATERNÁRIO E UM UMA TOPOSSEQUÊNCIA COM SISTEMAS LATERÍTICO-PODZOL NO ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG.</b>	<b>83</b>
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>106</b>
<b>6 REFERÊNCIAS</b>	<b>108</b>

## INTRODUÇÃO

A monografia apresentada tem como área geográfica uma parcela da Serra do Espinhaço Meridional, situada no Estado de Minas Gerais. Essa Serra representa a faixa orogênica pré-cambriana mais extensa e contínua do território brasileiro. Alonga-se por cerca de 1200 km na direção norte-sul (ALMEIDA-ABREU, P.A. e RENGER, F.E., 2002) e tem convexidade orientada para oeste (SAADI, 1995). Apesar de ser formada por apenas um processo geotectônico, possui dois compartimentos completamente diferenciados do ponto de vista lito-estrutural e morfológico (SAADI, 1995): meridional (SSE-NNW) e setentrional (SSW-NNE), separados por uma zona deprimida alongada de direção SE-NW. O planalto meridional enquadra toda a região localizada entre as nascentes do rio Cipó na Serra do Cipó – área considerada limite meridional ou início da Serra do Espinhaço – até a Depressão que o separa do Planalto Setentrional. O Planalto Setentrional inicia-se a norte da depressão que o separa do primeiro planalto mencionado e estende-se até a Bahia (SAADI, 1995). Em função dos diferentes momentos de evolução da Serra do Espinhaço, a geologia da Serra é bastante diversa. De acordo com DOSSIN et al (1990), estão presentes os terrenos granito-gnáissicos que constituem o embasamento arqueano, no centro da serra e especialmente na borda leste. Na porção central da serra (região de Gouveia), aparecem rochas sedimentares em associação com rochas do embasamento cristalino, com presença de pacotes miloníticos. Coberturas proterozoicas são sobrepostas a esses domínios e são representadas por metassedimentos terrígenos, predominantemente compostos por rochas vulcânicas, sejam elas básicas e/ou ácidas. Essas coberturas podem ser divididas em duas grandes unidades: clastro-química, composta por filitos, quartzitos e formações ferríferas; quartzitos dominantes, que suportam a orografia da Serra do Espinhaço (DOSSIN, et.al., 1990). A espessa camada de quartzito apresenta-se rígida em toda a sua extensão, contudo apresenta-se altamente fraturada e cisalhada, em que os processos de esculturação fluvial são responsáveis pelas formações de cristas, escarpas e vales encaixados, seguindo direções estruturais (SAADI, 1995) (Figura 1). As formações quartzíticas que compõem o Supergrupo Espinhaço e que representam aquelas que capeiam e sustentam a Serra são também variadas, em função dos diferentes ambientes deposicionais dos sedimentos que as formaram, influenciados, por sua vez, pelos distintos processos de evolução que a Serra sofreu. Vários trabalhos (ALMEIDA, A.A., 1982; ALMEIDA ABREU, P.A. & PFLUG, R., 1992; ALMEIDA ABREU, P.A., 1993 SAADI, A.,

1995) revelaram que as formas de relevo presentes nesse compartimento estrutural são rigidamente controladas pela geologia.



**Figura 1 - Diversidade de paisagens da Serra do Espinhaço Meridional: a) Vales encaixados e formações quartzíticas; b) Vales abertos e rede de drenagem; c) Formações rochosas fraturadas no Rio Jequitinhonha; d) Formações quartzíticas fraturadas e cisalhadas.**

A Serra do Espinhaço é um importante divisor de três grandes e importantes bacias hidrográficas – São Francisco, Jequitinhonha e Doce – e possui uma considerável diversidade fitofisionômica devido à heterogeneidade litológica, pedológica e climática. Segundo Medina (2004), são encontrados na Serra do Espinhaço quatro tipos vegetacionais: campos de altitude, campo cerrado, formações herbáceas e matas galerias (Figura 2).

Segundo AB´SABER (1969), as bases rochosas respondem apenas por uma ossatura topográfica da paisagem enquanto os processos morfoclimáticos sucessivos realmente modelam e criam feições próprias do relevo. O relevo atual comporta, portanto, um saldo de interferências que podem apenas ser compreendidas com uma minuciosa investigação dos seus depósitos superficiais. Bueno e Nascimento (2007) defendem que, à medida que os materiais das alterações e dos solos evoluem, estes guardam as marcas dos processos e

mecanismos que os formaram e os transformaram; assim, servem como indicadores para discernir os mecanismos passados dos atuais.



**Figura 2 - Diversidade de vegetação na Serra do Espinhaço: 1) Campo rupestre presente em áreas com altitudes superiores a 1.000 m; 2) Mata Galeria presente nas áreas de várzea; 3) Campo cerrado e formações herbáceas presentes em locais com altitudes entre 800 e 1000 m; 4) Campo rupestre e mata galeria e 5) Heterogeneidade de vegetação: campo rupestre e campo cerrado.**

No meio tropical, a gênese e a evolução dos solos têm sido reconhecidas como fatores de desenvolvimento das formas dos relevos e são indicadoras das variações da dinâmica geomorfológica ao longo do tempo (THOMAS, 1994 a, b; FIGUEIREDO, 1999; FIGUEIREDO et al., 1999). Assim é que estudos sobre a evolução dos relevos baseados no intemperismo químico constituem tentativas de se chegar a um novo modelo de interpretação das paisagens geomorfológicas. Tais estudos têm sido realizados a partir da integração entre as abordagens dos pedólogos e dos geomorfólogos. Importantes contribuições foram acrescentadas por Tricart (1968), Bocquier (1973), Chauvel (1977) e Millot (1977).

Segundo Millot (1977), a alteração interfere nos relevos por meio de taxas diferenciais de intemperismo, de uma maneira hipodérmica quando não há perda de volume, enquanto que, quando há perda de volume e matéria, a evolução se dá pelo aprofundamento dos horizontes da cobertura de solos na rocha, acompanhada pelo abaixamento do relevo (LUCAS, 1989). Como resultado, tem-se a formação dos horizontes dos solos um na dependência do outro, significando a evolução de uma cobertura em equilíbrio. Segundo Boulet et.al. (1984), nas coberturas em equilíbrio, os horizontes são concordantes com as superfícies que ocupam, e as variações laterais são gradativas. Segundo o mesmo autor, mudanças no meio podem ocorrer, e as coberturas antes em equilíbrio se tornam instáveis, ou seja, em desequilíbrio. Quando isso ocorre, as estruturas se transformam para a instalação de um novo equilíbrio. Essas novas organizações são discordantes em relação àquelas da cobertura inicial e se propagam lateralmente à custa da inicial. Assim, formam-se associações organizadas denominadas de sistemas de transformação de uma cobertura inicial em outra, com organização e dinâmica, muitas vezes, bastante diferentes. Como a transformação é acompanhada por uma exportação de matéria, promove-se uma redução do volume do material (LUCAS, 1989). As perdas de volume e de matéria estão diretamente ligadas aos processos que agem sobre a mobilização, exportação e acumulação dos constituintes dos solos. Estes podem estar associados e permitir perdas de matérias das coberturas, a partir das partes superiores e/ou da montante das encostas, e acumulações nas partes baixas do perfil e/ou nas baixas vertentes (jusante) (NASCIMENTO, 2010).

No entanto, existem materiais que permanecem no solo durante a evolução deste e podem ser utilizados para a compreensão das reais condições que permitiram seu desenvolvimento. Para o entendimento dos mecanismos passados, o estudo do clima e do paleoclima é fundamental. Segundo Bradley (1999), o clima pode mudar em diferentes escalas de tempo e de maneiras diferentes. As mudanças climáticas são caracterizadas por

diferenças significativas nas condições de média entre um período e outro. Estudos realizados no território brasileiro mostram que oscilações climáticas ocorreram durante o Quaternário. Esses estudos se referem à cronologia da sedimentação (BIGARELLA, 1971), correlações entre depósitos continentais e costeiros (FULFARO e SUGUIO, 1974) e evolução da paisagem através da cronologia das formas topográficas (BIGARELLA e AB´SABER, 1964; BIGARELLA e ANDRADE, 1965; BIGARELLA e MOUSINHO, 1965 e PENTEADO, 1969). A interpretação e reconstrução da sequência de eventos quaternários por fatores climáticos são abordadas nos trabalhos de TRICART (1965) e AB´SABER (1967). Atualmente, existem trabalhos realizados na região da Amazônia e no Sul-Sudeste do Brasil sobre oscilações climáticas durante o Quaternário, baseados em métodos de datação por  $^{14}\text{C}$  e razão isotópica (LEDRU, M.P., 1993; GOUVEIA, S.E.M., et.al., 1997; BEHLING, H., 1998; PESSEDA, L.C.R., et.al., 1998; PESSEDA, L.C.R., et.al., 2004). Ledru, et.al. (1996) e Behling et.al. (1998) analisaram dados de pólen de sedimentos de lagos que indicaram a presença de um período mais seco nas regiões sul e sudeste do Brasil.

Entretanto, existem autores que acreditam que a evolução da paisagem na região Sul-Sudeste do Brasil foi ocasionada pela atuação de mecanismos neotectônicos durante o Cenozóico (Riccomini, 1989; Riccomini et al., 1989; Salvador, 1994; Salvador e Riccomini, 1995; Mello, 1997; Mello et al., 1999; Riccomini e Assumpção, 1999; Ferrari, 2001; Modenesi-Gauttieri, Hiruma, Riccomini, 2002; Sarges, 2002; Albuquerque, 2004; Sanson, 2006; Gontijo-Pascutti et al., 2010). Segundo Hasui (1990), os mecanismos neotectônicos enquadram-se em um modelo de tectônica ressurgente, ou seja, aproveitando-se parcialmente de planos de fraqueza desenvolvidos durante fases tectônicas anteriores. Segundo os autores supracitados, em toda a região Sul-Sudeste, existem planos de fraqueza que sofreram abalos sísmicos durante o Cenozoico. Na Serra do Espinhaço, Saadi (1995) tem identificado falhas tectônicas, que, segundo o autor, seriam responsáveis pela formação do modelado atual.

Na Serra do Espinhaço, as duas linhas de pensamento são discutidas. Autores como Pedrosa Soares e Saadi (1989); Saadi (1991); Saadi e Pedrosa Soares (1991); Saadi, A. (1993b; 1994; 1995) discutem que a organização geomorfológica da Serra do Espinhaço possui um “carimbo” da instabilidade tectônica. Entretanto, King (1956) e Pessenda (2001; 2003) defendem a ideia de mudanças climáticas na região. Através de oscilações de clima quente e úmido e frio e seco, o relevo foi sofrendo processo de abaixamento, restando apenas pedimentos e pediplanos como relíquias.

Embora a influência da estrutura geológica tenha um papel importante na compartimentação, serão os solos e os depósitos sedimentares alojados nos pequenos nichos

do relevo, nas várzeas e nos terraços, que permitirão contar a história da evolução recente da paisagem geomorfológica no grande compartimento estrutural da Serra do Espinhaço? (MICHELON, C.R. e NASCIMENTO, N.R., a publicar). Saadi (1995) avança nos argumentos: existem marcas de fenômenos climáticos nas características sedimentológicas e mineralo-químicas de todos os depósitos cenozoicos na Serra do Espinhaço, mas essas marcas são de ambientes quentes e úmidos, ou seja, clima tropical. No entanto, o fato de não encontrar provas de períodos climáticos mais secos não significa que não tenham realmente ocorrido nesta parte do território brasileiro (Saadi, 1995).

Trabalhos realizados na bacia do Alto Rio Preto, região centro-norte da Serra do Espinhaço Meridional, por NASCIMENTO et al (2010) e MICHELON (2011) revelaram a presença de materiais distintos e complexos na formação dos solos. Os estudos em topossequência mostraram que tais solos desenvolveram-se sobre colúvios, alúvios e rocha *in situ*. Dois grandes processos de alteração e de pedogênese responderam pela formação dos solos da topossequência. O primeiro, de lateritização, está sendo superimposto pela podzolização (NASCIMENTO et al, 2010; e MICHELON, 2011). A associação entre os materiais de origem com os grandes processos de alteração e de pedogênese deram à topossequência uma evolução complexa, mas que pode ser acompanhada e decifrada pelo estudo dos indicadores que permitiram recompor os processos e mecanismos que deram origem e transformaram os solos e que agiram na elaboração da forma da vertente como ela se apresenta hoje (NASCIMENTO et al, 2010; e MICHELON, 2011).

A necessidade de melhor entender a complexidade de evolução da topossequência de solos, sobretudo quanto à cronologia dos materiais de origem depositados no decorrer da evolução da encosta e quanto à paleoclimatologia, foi o “motor propulsor” para o desenvolvimento desta monografia de doutorado.

### ***Problema Científico e objetivo***

A topossequência estudada mostra a associação de sistemas de solos laterítico/podzol. Michelin (2011) reconhece, com seu estudo, que os solos com características lateríticas são podzolizados, isto é, as características lateríticas são superimpostas pela podzolização. O estudo da topossequência revelou distintos materiais de origem (colúvios, alúvios e rocha *in situ*) e grande complexidade genética. Usando de procedimentos que levaram em conta a morfologia e dados geoquímicos, Michelin (2011) verificou que parte do material que

compõe a topossequência foi, inicialmente, depositada e, posteriormente, alterada e pedogenizada.

Michelon (2011) dividiu a topossequência em compartimentos I, II e III. Destes, apenas os solos do compartimento II tiveram seu desenvolvimento sobre material da rocha *in situ*, enquanto os solos dos compartimentos I e III desenvolveram-se sobre sedimentos recentes. A autora revelou que os materiais sedimentares dos compartimentos I e III têm gêneses diferentes. O material de origem dos solos do compartimento I é reconhecido como de transporte das encostas adjacentes, enquanto os do compartimento III são aluviais. No compartimento II, observa-se dupla frente de acumulação de matéria orgânica: no topo dos perfis de solo e na base do perfil, intercalados por horizontes lateritizados o que sustentou a hipótese de que a incorporação das matérias orgânicas aos perfis do compartimento II teve dois modos de incorporação: adição em superfície e mobilização vertical, formando horizonte Bhs e adição de matérias orgânicas na base dos perfis por influxo do lençol freático, que provocou o remonte das MOS existentes nos solos do compartimento III (NASCIMENTO et al, 2010). Os estudos realizados por (NASCIMENTO et al, 2010; e MICHELON, 2011) permitiram introduzir algumas questões: ocorreram diferentes eventos de erosão e sedimentação que deram origem aos materiais originais dos solos? Tais eventos de erosão podem ser considerados como resultantes de mudanças climáticas? As matérias orgânicas têm idades diferentes e provêm de fontes diferentes?

O presente trabalho tem como objetivo datar os materiais sedimentares da topossequência e suas matérias orgânicas, estabelecer uma cronologia dos eventos de erosão e sedimentação e de adição das matérias orgânicas aos solos; reconstituir e estabelecer as diferenças entre os ambientes passado e atual.

# 1 BASE BIBLIOGRÁFICA DE SUSTENTAÇÃO

## *1.1 Evolução do relevo e dos solos: Principais teorias*

Durante todo o desenvolvimento da ciência geomorfológica, diversas propostas teóricas foram criadas sobre a origem e evolução do relevo terrestre. Cada modelo, através do conhecimento sobre os processos físicos, químicos, exógenos e endógenos que transformam e modelam a superfície terrestre, tenta desenvolver proposições sobre como a paisagem se transforma. No entanto, cada modelo teórico baseia-se em conceitos e paradigmas de sua época, o que gera diferenças entre si. Essas diferenças estão ligadas, principalmente, à importância dada a cada processo que modifica as formas de relevo. Dentre as principais, destacam-se alguns clássicos, como a teoria do ciclo geográfico da erosão ou peneplanação, desenvolvida por Davis (1898); da retração paralela das vertentes (PENCK, 1924); da pediplanação (KING, 1956) e do equilíbrio dinâmico proposto por Hack (1960, 1965). Entretanto, nas regiões tropicais, cujas condições climáticas são quentes e úmidas, o intemperismo químico atua de forma intensa, e esses modelos revelaram dificuldades de aplicabilidade em algumas áreas.

Segundo Davis (1898), as várias formas da superfície terrestre são dependentes do comportamento estrutural. Três variáveis quantitativas têm importância no desenvolvimento de seu modelo: estrutura (fatores endógenos), processo (fatores exógenos) e tempo (cronologia). A interdependência dessas variáveis seria responsável pelo desenvolvimento da paisagem. Segundo o mesmo autor, o relevo se forma com o soerguimento da superfície. Em seguida, os processos erosivos teriam início com a instalação da rede de drenagem, que promove a formação de vales profundos e estreitos e, ao mesmo tempo, os interflúvios sofrem arredondamento. À medida que a ação erosiva prossegue, os materiais intemperizados movimentam-se do topo em direção à base do perfil. Essa movimentação causa alargamento dos vales e perda da declividade, cujo resultado é uma retificação do perfil da vertente e um aplainamento da paisagem, formando peneplanos (DAVIS, W.M., 1898).

Para Penck (1924), a evolução ocorre com um lento soerguimento, acompanhado, também, por um lento e gradual desnudamento. No entanto, o abaixamento do relevo ocorre, primeiramente, pelo recuo paralelo das vertentes (backwearing) e, em seguida, pela retração vertical (downwearing). Esses processos acontecem independentemente do tipo de clima e de

rocha, embora o tipo climático e o substrato rochoso possam facilitar ou dificultar a evolução do modelado. As rochas mais resistentes formam relevos residuais (PENCK, W., 1924).

A teoria desenvolvida por King (1953) teve significativa importância para o entendimento da evolução do relevo. Esta teoria, porém, não possui um ciclo, como a teoria de Davis (1898), e o clima é visto como fundamental para o desenvolvimento do aplainamento do relevo. A formação das superfícies aplainadas tem início, para King (1953), com um soerguimento continental ou a quebra de um nível de base. Após o rebaixamento dos cursos fluviais para um equilíbrio com o novo nível de base, inicia-se o alargamento dos vales fluviais. Ao mesmo tempo, há o início da retração lateral das vertentes. Segundo o mesmo autor, as superfícies aplainadas não são formadas apenas pelo trabalho da água, mas também pelos processos que ocorrem nas vertentes (queda de detritos pela gravidade, por exemplo). Esses processos se caracterizam pelo fluxo de água na superfície das vertentes que possuem alto poder de erosão. No topo da vertente, ou na linha de divisão, a erosão é pouco expressiva, pois o fluxo da água é laminar. Nas vertentes, a erosão é alta, pois o fluxo é mais concentrado e mais rápido, favorecendo a retração lateral. A desagregação mecânica é a principal responsável pelo recuo das vertentes, e seus detritos se estenderiam em direção aos níveis de base, produzindo entulhamento. Com o processo de retração lateral das vertentes, ocorre uma acumulação de detritos, que são formados pela desagregação mecânica e formam rampas suaves que se estendem da base das vertentes até os leitos fluviais. Essas rampas são denominadas de pedimentos. Com a presença do clima árido, esses pedimentos podem se unir e formar uma superfície aplainada que recebe o nome de pediplano. Algumas vertentes, por apresentar rochas resistentes ao processo erosivo, mantêm-se intactas, formando relevos residuais designados de inselbergs. Esses inselbergs preservam as cotas de altitude antigas em seu topo, e na base de suas escarpas haverá o acúmulo de detritos resultantes da desagregação mecânica de sua escarpa.

A teoria desenvolvida por Hack (1960) foi inicialmente trabalhada por Gilbert (1877), que foi o primeiro a tentar explicar a evolução do relevo com base no equilíbrio dinâmico. Esta teoria é baseada na teoria geral dos sistemas e vinculada à teoria pós-davisiana. Segundo Christofletti (1980), “essa teoria supõe que em um sistema erosivo todos os elementos da topografia estão mutuamente ajustados de modo que eles se modificam na mesma proporção. As formas e os processos encontram-se em estado de estabilidade e podem ser considerados como independentes do tempo. Ela requer um comportamento balanceado entre forças opostas, de maneira que as influências sejam proporcionalmente iguais e que os efeitos

contrários se cancelam a fim de produzir o estado de estabilidade, no qual a energia está continuamente entrando e saindo do sistema”.

O princípio da teoria é que o relevo é um sistema aberto e mantém constante troca de energia e matéria com os demais sistemas terrestres, estando vinculado à resistência litológica. A alternância de energia promove alteração no sistema, seja pela força tectônica ou pelas alterações morfoclimáticas (HACK, 1960).

A teoria proposta por Büdel (1982) consolida o papel do intemperismo na análise geomorfológica. Segundo Büdel (1982), há uma interação entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial. Sobre condições de estabilidade tectônica e clima tropical semi-úmido, o intemperismo passa a atuar de forma intensa e constante. Um manto de intemperismo é formado, paralelo em relação à superfície (BÜDEL, J., 1982). Na base do manto do intemperismo, as rochas sofrem o processo de meteorização, ocasionando a formação de novos minerais. Alguns permanecem no manto de intemperismo enquanto outros são carregados pela água subterrânea, causando redução da massa intemperizada. Na superfície, o material intemperizado sofre a atuação dos processos mecânicos. A água pluvial tem importante participação na erosão laminar, pois leva os minerais mais finos e solutos, resultando no abaixamento das vertentes. As águas fluviais carregam esses materiais e criam concavidades nas vertentes, auxiliando no processo de erosão pluvial. A vegetação também auxilia no processo de erosão, pois, em condições quentes e semiúmidas, não protege completamente o solo do gotejamento e do escoamento superficial (BÜDEL, J., 1982).

Após a teoria de Büdel (1982), estudos sobre a evolução do relevo baseados no intemperismo químico passaram a ser realizados. Importantes contribuições foram feitas por MILLOT (1977), NAHON & MILLOT (1977); MACFARLANE & TWIDALE (1987), LUCAS (1989); FRITSCH et al. (1990); NASCIMENTO (1993); FILIZOLA (1993); PEREZ & NASCIMENTO (1998). Lucas (1989) estudou dois sistemas de solos da Amazônia (região norte de Manaus e a região de Juruti e Trombetas). O autor propõe que a gênese e o funcionamento dos solos ocorrem a partir do balanço geoquímico. Conseqüentemente, esse balanço influencia a evolução do relevo, auxiliando em seu abaixamento. Nessa mesma linha de pesquisa, Nascimento et al. (2005) demonstraram a importância da erosão química do solo e dos saprolitos no desenvolvimento de depressões e rupturas de declive nos baixos platôs numa sequência Acrissolo-Podzol, no Parque Nacional do Jaú, na Média Bacia do Rio Negro.

No meio tropical, a gênese e a evolução dos solos são fatores de evolução das formas dos relevos e são indicadores das variações da dinâmica geomorfológica ao longo do tempo

(THOMAS, 1994 a, b; FIGUEIREDO, 1999; FIGUEIREDO et al., 1999). A base para o entendimento de tais formas de relevo é a perda e/ou conservação de volume durante a alteração e pedogênese (LUCAS, 1989; NASCIMENTO, 2010). A possibilidade de perda ou de conservação de volume é o primeiro papel que a alteração e pedogênese jogam na formação da cobertura dos solos e, portanto, dos relevos (NASCIMENTO, 2010). Bueno e Nascimento (2007) defendem que, à medida que os materiais das alterações e dos solos evoluem, guardam as marcas dos processos e mecanismos que os formaram e os transformaram; assim, servem como indicadores para discernir os mecanismos passados dos atuais.

## ***1.2 Significado Geomorfológico dos Solos***

Os solos sempre são produtos *in situ*, seja pela alteração a partir de uma rocha *in situ*, seja pela alteração de qualquer material transportado. Os materiais originais dos solos que vêm de deposição podem ter gêneses variadas.

A partir da exposição de uma rocha ou da acumulação de sedimentos, inicia-se um processo de alteração e pedogênese. Essa alteração é condicionada por diversos fatores, tais como clima, vegetação, topografia, material de origem e tempo, que serão os responsáveis pela formação do solo e sua evolução. Claridge e Campbell (1984) defendem que o clima não é um fator dominante no controle da formação do solo, mas seu efeito sobre a evolução deste é secundário. Segundo os mesmos autores, o valor de cada propriedade muda num ritmo diferente e, dado tempo suficiente, cada um chegará a uma condição na qual a propriedade não é alterada, ou sua taxa de mudança tornar-se-á limitada (CLARIDGE e CAMPBELL, 1984; BIRKELAND, 1999). “Quando todas as propriedades de um perfil de solo atingem essa condição, o solo é considerado como estável” (BIRKELAND, 1999).

Portanto, o tempo é considerado fundamental, segundo os autores citados. A partir do reconhecimento do tempo como um importante controlador das características do solo, é possível utilizar suas propriedades como indicadores para analisar a idade (BIRKELAND, 1999). Os solos podem representar um poderoso meio para as técnicas de datação se as taxas de mudança em suas propriedades puderem ser determinadas em termos absolutos. Com a idade do solo, é possível determinar as taxas de processos físico-químicos, interpretar a gênese do relevo e de depósitos e avaliar as condições paleoambientais que existiam no

momento de sua formação. Quando os solos são utilizados para datar uma superfície, o que é realmente determinado é o tempo em que esta ficou exposta e geomorfologicamente estável em caso de erosão e sedimentação (SCHAETZL e ANDERSON, 2005). Além disso, é possível compreender se uma superfície é significativa ou ligeiramente mais velha ou mais nova do que outra (SCHAETZL e ANDERSON, 2005).

A natureza do intemperismo e da pedogênese e seu grau de desenvolvimento estão intimamente relacionados com relevo, material de origem, clima e tempo. À medida que atuam, são responsáveis pela sequência de eventos geomórficos que criam as superfícies existentes (RITTER, 2011). Portanto, as características dos solos afetam os processos geomorfológicos; de fato, uma ou mais propriedades podem ditar os mecanismos de um sistema superficial. As propriedades dos solos podem ser alteradas pelo tempo, e indícios de mudanças climáticas nos solos podem ser usados para decifrar a sequência de eventos geomorfológicos em uma área, principalmente durante o Quaternário (RITTER, 2011).

Assim como o solo, os processos de sua formação não são estáticos. Possuem uma dinâmica que sofre modificações com o tempo. Algumas características e materiais permanecem nos solos; outras são eliminadas. As “gravações” preservadas desses processos pedogenéticos nos perfis são muito difíceis de serem verificadas, e erros de interpretação podem ocorrer, principalmente quando mudanças climáticas não são a causa da variação nas propriedades dos solos, e sim um movimento sísmico. McFadden e Weldon (1987), por exemplo, mostram que os processos de formação do solo são drasticamente alterados pela incorporação de sedimentos e matéria orgânica em interstícios de cascalhos permeáveis. Como o material fino se acumula e o processo continua, há redução da permeabilidade, e a retenção de água é maior. Esse processo modifica a atuação do intemperismo químico. Os mesmos autores verificaram que a condição limite de acumulação dos sedimentos foi atingida durante o Holoceno e, portanto, é uma função da idade ao invés de mudança climática durante o Pleistoceno-Holoceno. Assim, o tempo necessário para produzir esse limite (de sedimentação) e a modificação das propriedades do solo podem variar onde o controle do meio é diferente (McFADDEN e WELDON, 1987).

Diversos estudos retratam mudanças ambientais, tanto no Brasil quanto no mundo. Os maiores avanços ocorreram nos últimos vinte anos. No entanto, esses trabalhos são escassos, e ainda há muita incerteza e controvérsias em relação às mudanças ambientais. Uma das evidências para essas mudanças deriva de sedimentos ou superfícies espalhadas pelos

trópicos. Entretanto, essas evidências podem também, não necessariamente, indicar mudança ambiental (THOMAS, M.F, 1994). Segundo o mesmo autor, as superfícies de hoje não são simplesmente resultado de condições climáticas pretéritas. Uma interpretação paleoclimática é interdisciplinar e envolve vários especialistas. Isoladamente, a reconstrução paleoclimática pode possuir problemas e não contemplar todas as possibilidades de modificação (THOMAS, M.F, 1994).

### ***1.3 Paleoclimatologia e seus Indicadores***

A paleoclimatologia é o estudo do clima que antecede o desenvolvimento de instrumentos capazes de analisá-lo. Os registros instrumentais abrangem uma pequena fração ( $<10^{-7}$ ) da história do clima na Terra e assim proporcionam uma perspectiva sobre as variações climáticas e a evolução do clima no passado e atualmente. No entanto, uma perspectiva sobre a variabilidade climática é obtida pelo estudo dos fenômenos naturais, os quais são dependentes do clima e incorporam dentro de sua estrutura uma medida de dependência. Tais instrumentos são baseados em uma série de informações, e o estudo de todas as informações de solo, clima, vegetação e precipitação fornece um registro do clima passado. A união dessas informações é denominada paleoclimatologia. A partir de um registro detalhado e confiável, é possível construir flutuações do clima, identificar suas causas e mecanismos que permitiram sua variação. Assim, os dados paleoclimáticos fornecem a base para testar hipóteses sobre as causas das alterações climáticas; como se fossem um registro mais detalhado e confiável do passado climático. Somente quando as causas das flutuações climáticas passadas forem compreendidas, será possível antecipar ou prever variações climáticas futuras (Bradley e Eddy, 1991).

O estudo de climas passados deve começar com uma compreensão dos tipos de dados disponíveis e quais métodos serão utilizados na análise. Cada método tem suas limitações. A partir dos resultados, é possível sintetizar diferentes linhas de evidência em uma visão global das flutuações climáticas antigas e, a partir disso, testar as causas das alterações climáticas (Bradley e Eddy, 1991).

Segundo os mesmos autores, existe pouco conhecimento sobre o passado. No entanto, já se conhece que o quaternário foi um período de mudanças ambientais, as quais foram, possivelmente, muito maiores se comparadas a qualquer outro momento dos últimos 60

milhões de anos. Para analisar as mudanças durante o Quaternário, é necessário não só apreciar muitas características do quadro natural hoje, mas também compreender plenamente o clima atual. Diferentes componentes do sistema climático podem mudar, e os fatores externos respondem por essas mudanças. Para compreender o papel que esses componentes desempenham na evolução do clima, é necessário ter um registro muito maior do que o tempo que leva para que possam sofrer alterações significativas (Bradley e Eddy, 1991).

Houve uma apreciação inicial da importância dos paleoclimas do Pleistoceno nas regiões desérticas e semiáridas do mundo, mas os primeiros estudos assumiram que os climas equatoriais permaneceram estáveis, formando um núcleo de ambientes de floresta durante os eventos glaciais e interglaciais das altas latitudes. Essa visão é compreensível, devido ao temor inspirado pela complexidade das florestas tropicais. No entanto, pode-se questionar: formaram-se há milhões de anos? Permaneceram estáveis? Poucos estudiosos se aventuraram a estudar seus solos e depósitos, exceto em suas margens mais secas (THOMAS, M.F, 1994).

O clima é um fator que controla a dinâmica externa da Terra, afetando, com intensidades variáveis, todo o ciclo hidrológico, as distribuições biogeográficas dos organismos vivos, volume dos produtos do intemperismo, a intensidade da erosão e da sedimentação (SUGUIO, K., 2001). As mudanças paleoclimáticas, segundo Suguio (2001), são análogas aos climáticos, pois visam compreender as mudanças ocorridas através dos tempos geológicos no sistema constituído pela atmosfera, hidrosfera e criosfera. Três diferenças fundamentais, entre outras, quando as pesquisas climáticas atuais e passadas são comparadas, residem nas escalas de tempo consideradas, na metodologia empregada e na participação ou não do Homem como um importante agente de modificações do paleoclima do Quaternário, principalmente no Holoceno (SUGUIO, K., 2001).

Entretanto, Barron & Moore (1994) defendem que existe considerável dificuldade no desenvolvimento das pesquisas paleoclimáticas, pois há muita descontinuidade e escassez de informações que dificultam uma reconstrução paleoclimática. Segundo os mesmos autores, as questões relacionadas aos estudos paleoclimáticos são: a dificuldade de métodos instrumentais que datam a origem do objeto de estudo e a confiabilidade dos resultados; os registros geológicos são incompletos e refletem as características paleoclimáticas que vigoraram nas proximidades da superfície terrestre e o conjunto de observações de eventos de natureza paleoclimática detectados nos registros geológicos são dificilmente explicáveis pelas condições atualmente reinantes no sistema atmosfera-hidrosfera-criosfera (BARRON & MOORE, 1994), diferentemente do que defende Suguio (2001).

Segundo Bradley e Eddy (1991), a reconstrução paleoclimática pode ser procedida por níveis de análise. A primeira fase é a coleta de dados, geralmente envolvendo trabalhos de campo, seguidos de medições e análises laboratoriais iniciais. Esses resultados são calibrados e convertidos em estimativas paleoclimáticas. A calibração pode ser inteiramente qualitativa, envolvendo uma avaliação subjetiva do que os dados primários representam (por exemplo, condições mais quentes, mais úmidas, etc.), ou estimativas quantitativas, envolvendo idades. Esses dados (nível 2) fornecem um registro da variação climática através do tempo de um determinado local. Os dados desse nível podem ser mapeados para fornecer uma síntese regional do paleoclima de um tempo particular, proporcionando maior conhecimento sobre os antigos padrões de circulação. O conjunto de dados permite uma reconstrução, diferentemente de um dado individual (Nicholson e Flohn, 1980). Em alguns casos, é possível fazer análises estatísticas (nível 3), as quais podem fornecer variabilidade de um fenômeno (como uma seca). Por exemplo, os padrões espaciais da seca no leste dos Estados Unidos nos últimos 300 anos (com base no nível 1 - dados de anéis de árvores) foram convertidos em um pequeno número de componentes principais (autovetores) que representam a maioria da variância do conjunto de dados de nível 2 (COOK et al. 1992b). Os autovetores mostram que há um pequeno número de modos ou padrões da seca que caracterizam os dados.

Segundo Thomas (1994), os depósitos de sedimentos podem estar associados a mudanças climáticas. A diversidade de depósitos e formas e a profundidade nas quais eles são encontrados em paisagens tropicais evidenciam que estes materiais são sensíveis às mudanças do meio (THOMAS, M.F, 1994). A diferença entre o saprolito e os depósitos de superfície nos trópicos permite supor que os sedimentos tenham sido transportados de locais mais altos e/ou distantes. Igualmente, os sedimentos associados à várzea de um rio também mostram um registro das flutuações ambientais e fornecem pistas sobre o regime do rio e sobre a dinâmica da paisagem ao longo do tempo (THOMAS, M.F, 1994). As áreas de várzea frequentemente apresentam estratigrafias que podem indicar mudança climática. No entanto, são raras as sequências encontradas, pois os rios erodem depósitos antigos e dão origem a novos processos de sedimentação (THOMAS, M.F, 1994)

### ***1.4 Neotectônica e mudanças na Superfície***

O termo neotectônica é utilizado para movimentos da crosta terrestre ocorridos no Terciário tardio ao Quaternário, que teriam desenvolvido papel fundamental nas atuais configurações topográficas (OBRUCHEV, 1948). Em 1978, a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário adotou a definição de neotectônica: “qualquer movimento ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independente de sua idade, suas implicações para vários propósitos práticos e suas futuras extrapolações”. Ou seja, todo o acervo de deformações de caráter rúptil e/ou dúctil que venham a ocorrer (SAADI, A., 1993). No entanto, não há um consenso sobre seu início. Segundo Pavlides (1989), o início do período tectônico depende das características individuais de cada ambiente geológico. No Brasil, a datação do início deste episódio é difícil; no entanto, Hasui (1990) considera que esse período se deu a partir da intensificação dos processos de deriva continental (após meados do Terciário) até hoje, como manifestações geológicas restritas ao ambiente tectônico intraplaca. O mesmo autor considera o advento da neotectônica em território brasileiro a partir do início das Formações Barreiras e do fecho da sedimentação das bacias marginais e do término das manifestações magmáticas no Brasil, em torno do Mioceno médio (12Ma).

Os primeiros trabalhos sobre neotectônica no Brasil surgiram na década de 1950 (STENBERG, 1950, 1953; FREITAS, 1951). Embora o País conte com grande estabilidade tectônica, a sua tênue sismicidade chamou a atenção (BRANNER, 1920) no início do século XX. A primeira contribuição sobre neotectônica foi feita por Freitas (1951) que tentou delinear os grandes aspectos da tectônica moderna do Brasil. Guimarães (1951) levantou a hipótese de que a configuração de importantes Bacias Hidrográficas Brasileiras e a ocorrência de sedimentos cenozoicos em faixas N-S, no leste e no centro de Minas Gerais, só poderiam ser compreendidas por controles tectônicos ativos. No entanto, a primeira reflexão sobre Neotectônica no Brasil é realizada por Hasui (1990), que faz um delineamento da história de reativações das estruturas tectônicas desde o Pré-cambriano até o Cenozoico.

Existem trabalhos sobre atividade tectônica cenozoica em todo o território brasileiro. Entretanto, os trabalhos nas regiões Sul e Sudeste do Brasil são mais numerosos. A primeira região a ser estudada no Sudeste foi a dos maciços litorâneos (Serras do Mar e da Mantiqueira), onde, segundo Almeida (1976), instalou-se, a partir do Oligoceno, o “Sistema de Rifts da Serra do Mar” (ALMEIDA, 1976). Segundo o mesmo autor, é um rift continental

gerado a partir do Oligoceno, por reativação da zona de cisalhamento do Paraíba do Sul (ENE-WSW), gerando uma série de meio-grabens isolados por falhas NNE-SSW. Ao lado desse rift, existem outras bacias tectônicas neocenoicas, tais como a Bacia de Curitiba, o graben de Sete Barras no Vale do Ribeira e o graben de Barra de São João na Plataforma de Cabo Frio (SAADI, A., 1993).

Saadi (1991) demonstrou que as bordas leste, sul e oeste do cráton do São Francisco foram reativadas durante o Cenozoico, com maior intensidade no Plioceno, continuando ativas durante o Quaternário. Na borda leste, no Médio Jequitinhonha, paralelamente ao soerguimento e basculamento para leste do Planalto do Espinhaço, foi gerado o graben de Virgem da Lapa (PEDROSA SOARES & SAADI, 1989; SAADI & PEDROSA SOARES, 1991). A falha principal integra um lineamento regional, de direção NE-SW, que se inicia com o controle do rio Araçuaí e ruma em direção ao Estado da Bahia. Passa a oeste da Baía de Todos os Santos, deforma intensamente os sedimentos do Grupo Barreiras e termina controlando a Bacia Sergipe-Alagoas (SAADI, A., 1993). No médio Rio Doce, transcorrências sinistrais SE-NW cortam terraços quaternários e adentram-se à Serra do Espinhaço, na região de Couto de Magalhães. A Serra também é afetada por transcorrências dextrais E-W, na latitude de Diamantina e Serro (SAADI, A., 1993). Falhas normais NE-SW controlam um escalonamento de blocos entre a Serra do Espinhaço e a calha do Rio Doce (SAADI, A., 1993).

De modo geral, “o Estado de Minas Gerais foi, durante o Cenozoico, compartimentado em domínios morfotectônicos, com comportamentos específicos, separados por “descontinuidades crustais”, correspondendo a importantes geossuturas pré-cambrianas, episodicamente reativadas (SAADI, A., 1991). As principais deformações são relacionadas a falhas transcorrentes e à reativação de planos de descolamento e empurrões sub-horizontais” (SAADI, A., 1993).

Fonseca e Corrêa (2011) analisaram lineamentos de drenagem e de relevo para caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da Bacia do Rio Preto, na Serra do Espinhaço e área de estudo deste trabalho. Segundo os autores, a grande parte dos lineamentos de drenagem é orientada por falhas no sentido SE-NW, que refletem orientação do principal lineamento da região. Levando-se em conta o regime de tensões neotectônicas, a coincidência dos traços, principalmente nos canais de primeira, segunda e terceira ordem – pode indicar possíveis reativações neotectônicas (FONSECA, D.N., CORRÊA, A.C.B., 2011). Na área da alta cabeceira do Rio Preto (área de estudos), o predomínio dos lineamentos

está na direção NE e NW devido a uma predominância maior da estrutura como controladora da rede de drenagem, onde alguns cursos são encaixados em falhas existentes.

### ***1.5 Matéria Orgânica como fonte de Carbono no Solo***

A matéria orgânica é constituída de resíduos vegetais e animais (incluindo os excrementos), em diversos estados de decomposição, formando, no solo, uma camada que se superpõe sobre todos os outros horizontes, acarretando na formação de um horizonte específico denominado de horizonte “O”. Este material orgânico possui um sistema complexo de substâncias, e sua dinâmica é regida “... pela adição de resíduos orgânicos de diversas naturezas e por uma transformação contínua sob a ação de fatores biológicos, químicos e físicos” (CAMARGO, et. al.,1999). Segundo Swift (2001), é o maior reservatório de carbono terrestre (sem considerar as reservas fósseis), representando cerca de duas vezes a quantidade de carbono da atmosfera e da biomassa vegetal. Sua constituição é complexa, sendo formada por diversas frações com tempos de residência variando desde semanas (como a biomassa microbiana) até milhares de anos (como a fração húmica).

Segundo Stevenson (1994), o processo de decomposição da matéria orgânica ocorre através de fases. A fase inicial do ataque de microorganismos é caracterizada pela perda rápida de substâncias orgânicas como proteínas, celuloses e amidos. Na fase subsequente, produtos orgânicos intermediários e protoplasma microbiano recentemente formado são biodegradados por uma considerável variedade de microorganismos com produção de nova biomassa e perda\liberação de CO<sub>2</sub>. A fase final da decomposição é caracterizada pela decomposição gradual de partes das plantas mais resistentes, como a lignina, exercida pela atividade de fungos e actinomicetos (STEVENSON, 1994). A evolução ou transformação da matéria orgânica ocorrem a partir de sua incorporação ao solo e se estendem até a formação das frações húmicas mais estáveis.

A composição do húmus varia de amostra para amostra, mas pode-se dizer que, em média, ele é formado de 20-40% de ácidos fúlvicos, 28-60% de ácidos húmicos e 20-32% de húmica (LUCHESE, et. al., 2001).

Os **ácidos húmicos** são substâncias solúveis em solução alcalina e insolúveis em meio ácido diluído. Possuem um núcleo predominante e cadeias reduzidas com moléculas mais

condensadas, mais volumosas e ricas em carbono, porém, menos ricas em oxigênio. (TAUK-TORNISIELO, 1997).

Segundo Camargo, et al. (1999), os ácidos húmicos podem ainda ser separados em dois grupos, de acordo com a precipitação em presença de um eletrólito (solução salina) em meio alcalino. No primeiro grupo, estão aqueles que não precipitam em presença do eletrólito e são denominados ácidos húmicos castanhos; no segundo grupo, a precipitação de ácidos húmicos ocorre facilmente, e são denominados ácidos húmicos cinzentos. Stevenson (1994) considera ainda os ácidos himatomelânicos, que são uma fração dos ácidos húmicos, solúveis em álcool.

Os **ácidos fúlvicos** são substâncias solúveis em solução ácida ou alcalina, por isso são obtidos como a parte líquida da extração dos ácidos húmicos após a acidificação (SCHINITZER, et al., 1981 *in* ROVERATTI, R., 2002). Os ácidos fúlvicos apresentam uma taxa de carbono relativamente fraca e oxigênio abundante; pertencem aos agrupamentos funcionais responsáveis pela acidez marcante desses compostos; suas moléculas são relativamente pequenas e possuem um núcleo pouco desenvolvido e cadeias laterais numerosas (STEVENSON, 1994).

A **Humina** é uma fração das substâncias húmicas insolúvel em meio ácido e em meio alcalino. Segundo LUCHESE, et. al. (2001) a humina está fortemente unida aos argilo-mineriais. “De acordo com Sprengel, que foi quem pela primeira vez chamou a atenção para tal grupo de substâncias, a humina ocuparia posição intermediária entre os ácidos húmicos e os carvões. Por essa razão, foi designada inicialmente como carvão de húmus, expressão ainda hoje utilizada por alguns autores. À luz de trabalhos recentes, no entanto, as huminas devem considerar-se verdadeiros ácidos húmicos que não dispersam nos álcalis, devido à firmeza com que se ligam à parte mineral do solo” (LUCHESE, E.B. et al., 2001). Para Higashi, De Corninck e Gelaude (1981), a humina é definida como a diferença entre o total de carbono orgânico e a soma dos ácidos fúlvicos e húminos. Quanto mais os complexos forem argila-matéria orgânica, maior será a residência do carbono nos solos (COSTA, et.al., 2005) Por este motivo, a utilização da humina para datação por  $^{14}\text{C}$  fornece informações sobre o processo de pedogênese e horizontes enterrados (RICE, 2001).

As aplicações dos dados de datação por  $^{14}\text{C}$  para a matéria orgânica no solo têm sido baseadas no pressuposto de que adições e perdas ocorreram e continuam ocorrendo a uma taxa uniforme durante todo o período de acumulação (GUILLET, 1979). De acordo com este princípio, o tempo médio de permanência e/ou residência (TMR) da matéria orgânica corresponde ao início do processo de acumulação. Em outras palavras se o tempo de

residência médio é de 2000 anos (resultado da análise de  $^{14}\text{C}$ ), a acumulação teve início há 4000 anos (SCHWARTZ, D., 1988). No entanto, essa interpretação é válida se a acumulação foi iniciada a um período recente até o presente; se a idade de  $^{14}\text{C}$  da matéria orgânica é muito alta (25.000 anos), essa interpretação não é válida, pois a idade da matéria orgânica é alta e o TRM será maior do que a idade que a técnica data. (SCHWARTZ, D., 1988). A curva para a idade do  $^{14}\text{C}$  é exponencial e forma uma linha reta apenas para curtas distâncias (figura 3) (SCHWARTZ, D., 1988). Para idades que excedem 25.000 anos, a curva torna-se quase horizontal, o que significa que uma alteração muito pequena na quantidade de  $^{14}\text{C}$  corresponde a grandes mudanças na idade. O TRM calculado para amostras em que a acumulação ocorreu durante um longo período não representam a metade desse período (SCHWARTZ, D., 1988).

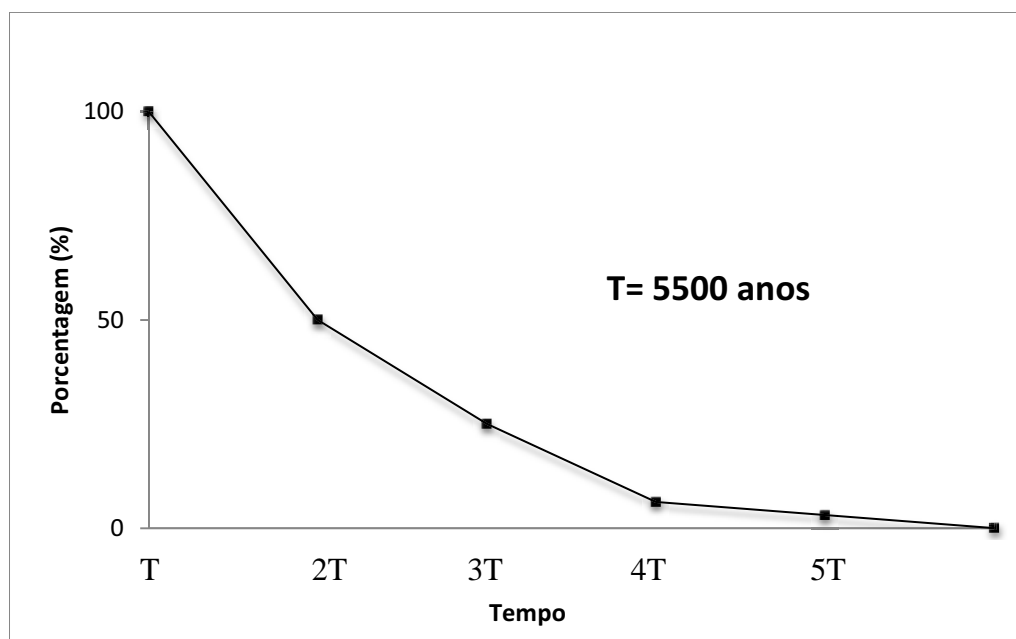


Figura 3 - Decaimento do  $^{14}\text{C}$  em relação ao tempo

### 1.6 Isótopos Radiogênicos – Razão Isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e $^{14}\text{C}$

Diversas técnicas de datação têm sido utilizadas para auxiliar na compreensão da evolução das formas de relevo e as reais condições de sua origem e desenvolvimento. Para cada objetivo, um isótopo é utilizado. Neste trabalho, três técnicas foram utilizadas: composição isotópica,  $^{14}\text{C}$  e Luminescência Opticamente Estimada.

### 1.6.1 Isótopos do Carbono

O termo isótopo foi criado em 1913 pelo químico inglês Frederick Soddy para nomear as diferentes espécies do mesmo elemento. A palavra se origina do grego *ISO* (mesmo ou igual) e *TOPOS* (lugar), referindo-se ao fato de que ocupam o mesmo lugar na tabela periódica. Os isótopos são átomos de um mesmo elemento químico cujo núcleo tem o mesmo número atômico ( $Z$ ), mas diferente massa atômica ( $A$ ). A massa atômica de um elemento atômico, por sua vez é a soma de  $Z + N$  (nêutrons) no núcleo. Portanto, isótopos são átomos que possuem o mesmo número de prótons e diferente número de nêutrons (DAWSON, T.E.; BROOKS, P.D., 2001). Na natureza, quase todos os elementos químicos presentes em substâncias minerais e na atmosfera são compostos de vários isótopos. O hidrogênio, por exemplo, o átomo mais simples do ponto de vista estrutural, apresenta-se com três isótopos distintos: o hidrogênio propriamente dito, de massa 1 uma (unidade de massa atômica), com abundância superior a 99%; o deutério, com 2 uma, constituinte da água pesada, empregada na refrigeração de reatores nucleares; e o trítio, com 3 uma, instável e radioativo.

Um núcleo é uma espécie de elemento que pode ser estável ou radioativo, definido pelo seu único número de prótons ( $Z$ ) e nêutrons ( $N$ ) (DAWSON, T.E.; BROOKS, P.D., 2001). Assim, os isótopos estáveis são aqueles que não alteram a sua massa ao longo de sua existência, ao contrário dos isótopos instáveis ou radioativos, que mudam suas massas (decaem) por emissão de energia ou partículas subatômicas (DAWSON, T.E.; BROOKS, P.D., 2001). O carbono apresenta três isótopos naturais:  $^{12}\text{C}$ , estável, com 98,99% de abundância média;  $^{13}\text{C}$ , estável com 1,11% de abundância e o  $^{14}\text{C}$ , radioativo. Esses isótopos são absorvidos no processo de fotossíntese de acordo com a sua abundância na atmosfera.

### 1.6.2 Fracionamento Isotópico do carbono pelas plantas

O carbono tem dois isótopos estáveis cuja abundância e massa são (FAURE, G., MENSING, T.M., 2005):

$^{12}\text{C}$ : 98,90%, 12,000000 uma (unidade de massa atômica)

$^{13}\text{C}$ : 1,10%, 13,003355 uma

A diferença nas massas atômicas desses isótopos é suficientemente considerável para afetar as taxas e reações químicas e processos físicos de elementos que possuem os mesmos

isótopos. Por exemplo, as plantas absorvem, preferencialmente,  $^{12}\text{CO}_2$  da atmosfera durante o processo de fotossíntese em detrimento do  $^{13}\text{CO}_2$  e  $^{14}\text{CO}_2$ , pois estes têm uma abundância menor. Portanto, o fracionamento de isótopos de carbono durante a fotossíntese faz com que o tecido vegetal fique empobrecido com  $^{14}\text{C}$  (menor abundância) em relação ao  $^{12}\text{C}$ .

A composição isotópica de carbono é expressa pela relação entre o isótopo mais raro e o isótopo mais abundante, os quais são medidos no espectrômetro de massa:

$$R = \frac{^{13}\text{C} (1,10\%)}{^{12}\text{C} (98,90\%)} = 0,01112$$

A composição isotópica do carbono é expressa pela notação  $\delta^{13}\text{C}$ , definida como a diferença entre a razão isotópica da amostra (R) e a relação C padrão pré-determinada.

$$\delta^{13}\text{C} = \left( \frac{R_{\text{amostra}} - R_{\text{padrão}}}{R_{\text{padrão}}} \right) \times 10^3 \text{‰}$$

Para o carbono, o padrão utilizado internacionalmente é o “Pee Dee Formation” (PDB). Esse padrão foi escolhido por H.C.Urey, da Universidade de Chicago. Foi preparado o  $\text{CO}_2$  a partir de um esqueleto interno de calcita de uma *Belemnitella Americana* (carnívoros com um corpo suave ao redor de uma concha interna, parecidos com as atuais lulas) de idade Cretácea, originalmente coletado de uma Formação Pee Dee na Carolina do Sul (FAURE, G., MENSING, T.M., 2005). Desta forma, todos os valores da composição isotópica de carbono de uma matriz são equiparados ao padrão PDB. Seu valor é zero, e as amostras terão sempre valores abaixo do zero do padrão, ou seja, serão negativas (FAURE, G., MENSING, T.M., 2005).

A base da variação isotópica natural em seres vivos resulta do fracionamento isotópico durante a fotossíntese. As plantas terrestres podem ser divididas em três grupos fotossintéticos principais, cada um com seu padrão de fracionamento isotópico específico:  $\text{C}_3$ ,  $\text{C}_4$  e CAM. O  $\delta^{13}\text{C}$  desses diferentes tipos fotossintéticos é resultado de: (1) propriedades bioquímicas da fixação primária de  $\text{CO}_2$  por enzimas; (2) limitações da difusão do  $\text{CO}_2$  dentro das folhas e (3) relação entre a pressão interna de  $\text{CO}_2$  na câmara estomatal e a pressão externa da atmosfera (FARQUHAR, G.D.; EHLERINGER, J.R.; HUBICK, K.T., 1989). Essas diferenças isotópicas naturais permitem que o carbono derivado de cada ciclo fotossintético seja localizado no reservatório da matéria orgânica do solo.

As plantas com ciclo fotossintético  $C_3$  reduzem o  $CO_2$  a fosfoglicerato, um composto com três carbonos, via enzima ribulosebifosfatocarboxilase/oxigenase (BOUTTON, T.W., 1991). Cerca de 85% de todas as espécies de plantas possuem o ciclo  $C_3$ , e espécies  $C_3$  são dominantes na maioria dos ecossistemas das regiões boreais aos trópicos. Plantas com ciclo  $C_3$  têm valores de  $\delta^{13}C$  de aproximadamente -32‰ a -22‰ (BOUTTON, T.W., 1991).

As espécies  $C_4$ , em sua maioria, são gramíneas de origem tropical e subtropical, e todas as áreas de vegetação  $C_4$  (pastagens, savanas, pântanos, salinos) são dominados por gramíneas (FARQUHAR, G.D.; EHLERINGER, J.R.; HUBICK, K.T., 1989; BOUTTON, T.W., 1991). As plantas  $C_4$  reduzem o  $CO_2$  a ácido aspártico ou málico, compostos por quatro carbonos, via enzima carboxilasefosfoenolpiruvato (PEP). Esta enzima não discrimina o  $^{13}C$  como a ribulosebifosfatocarboxilase. Desta forma, plantas  $C_4$  têm valores de  $\delta^{13}C$  relativamente mais altos. Os valores variam de -17‰ a -9‰ (BOUTTON, T.W., 1991). As espécies do tipo  $C_3$  e  $C_4$  apresentam valores distintos de  $\delta^{13}C$ , sendo possível a utilização desses valores como um traçador da fonte de carbono.

As espécies CAM são as que apresentam metabolismo do ácido crassuláceo; elas são capazes de minimizar as perdas de água pela fixação do  $CO_2$  à noite, através da enzima PEP carboxilase. Como resultado, a maioria das plantas CAM apresentam valores de  $\delta^{13}C$  típicos de plantas  $C_4$ . São plantas suculentas, geralmente adaptadas a clima semiárido. Os valores de  $\delta^{13}C$  variam entre -28‰ a -10‰ (BOUTTON, T.W., 1991).

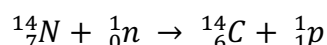
### **1.6.3 Carbono – 14 ( $^{14}C$ )**

A produção de  $^{14}C$  como uma reação nuclear na atmosfera foi originalmente postulada por Grosse (1934) e confirmada por Libby (1949; 1955) (FAURE, G., MENSING, T.M., 2005). O desenvolvimento do método de datação do  $^{14}C$  é creditado a Libby (1949).

Os átomos de  $^{14}C$  produzidos na atmosfera são incorporados nas moléculas de  $CO_2$  e são absorvidos pelas plantas através do processo de fotossíntese. Todas as plantas vivas contêm  $^{14}C$ , que estão em um estado de equilíbrio com o  $^{14}C$  da atmosfera (FAURE, G., MENSING, T.M., 2005). Quando as plantas morrem, a absorção de  $CO_2$  da atmosfera cessa, e a atividade do  $^{14}C$  no tecido vegetal continua no sentido de declinar a uma taxa controlada por sua meia vida de 5730 anos (FAURE, G., MENSING, T.M., 2005).

Os animais herbívoros adquirem o  $^{14}\text{C}$  quando se alimentam das plantas e passam o  $^{14}\text{C}$  para os animais carnívoros que os comem. Portanto, todos os animais vivos (incluindo os seres humanos) possuem  $^{14}\text{C}$  e são passíveis de serem datados.

A produção de  $^{14}\text{C}$  realiza-se na estratosfera, a cerca de 12-15 km acima da superfície terrestre por uma reação a partir do  $^{14}_7\text{N}$ :



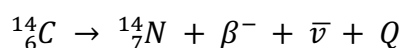
Onde:

${}^1_0\text{n}$  = nêutron cosmogênico energético presente na atmosfera

${}^1_1\text{p}$  = próton

A concentração de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera é mantida por um balanço entre a taxa de produção e a taxa de remoção de precipitação meteórica (FAURE, G., MENSING, T.M., 2005). A concentração de  $^{14}\text{C}$  sofreu variações no passado devido às flutuações da taxa de produção natural e pelas interferências antropogênicas no ciclo do carbono (FAURE, G., MENSING, T.M., 2005).

O núcleo do  $^{14}\text{C}$  é instável e decai pela emissão de raios  $\beta$  para o estável  $^{14}_7\text{N}$ :



Onde:

$Q = 0,15648 \text{ MeV}$

$\bar{\nu}$  = antineutrino (partícula com número de massa zero e carga nula)

A idade do  $^{14}\text{C}$  convencional é calculada com base em 95% da atividade normalizada a -25‰ para o fracionamento isotópico padrão, Ácido Oxálico distribuído pela NIST (National Institute of Standards and Technology), e reportada em anos AP - Antes do Presente -, sendo o presente o ano de 1950 (em inglês a sigla é BP – Before Present) (STUIVER, M.; POLACH, H.A., 1977):

$$A_{on} = 0,95A_{ox} \left( 1 - \frac{2(\delta^{13}\text{C}_{ox} + 25)}{1000} \right)$$

Onde:

$A_{on}$  = atividade normalizada do padrão ácido oxálico (cpm)

$A_{ox}$  = atividade líquida do padrão ácido oxálico (cpm)

$\delta^{13}C_{ox}$  =  $\delta^{13}C$  do  $CO_2$  obtido na síntese do ácido oxálico

A atividade normalizada da amostra é calculada através da equação:

$$A_n = A_a \left( 1 - \frac{2(\delta^{13}C_a + 25)}{1000} \right)$$

Onde:

$A_n$  = atividade normalizada da amostra (cpm)

$A_a$  = atividade líquida da amostra (cpm)

$\delta^{13}C_a$  = fracionamento isotópico da amostra em relação ao padrão PDB

O tempo decorrido em anos AP é dado pela relação:

$$t = -8033 \ln \frac{A_n}{A_{on}}$$

A atividade de  $^{14}C$  de uma amostra é determinada empregando-se contadores proporcionais gasosos, espectrômetros de cintilação líquida de baixo nível de radiação de fundo e ou a técnica de AMS (Accelerator Mass Spectrometry), que é utilizada para amostras com concentração inferior a 0,1g de carbono.

Um aspecto a ser mencionado na determinação da idade  $^{14}C$  é a correção por fracionamento isotópico. Ao absorverem o  $CO_2$  atmosférico para realizar o processo de fotossíntese, as plantas o fazem de forma discriminatória em relação aos isótopos  $^{12}C$  e  $^{13}C$ , o que ocasiona erros no cálculo da idade  $^{14}C$ . O cálculo desse fracionamento é feito empregando-se a seguinte expressão:

$$\delta^{13}C (\text{‰}) = \frac{R_{amostra} - R_{padr\tilde{a}o}}{R_{padr\tilde{a}o}} \times 1000$$

Onde:

$R = ^{13}C/^{12}C$

O valor de  $\delta^{13}\text{C}$  é expresso por mil (‰) e representa a proporção da razão  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de uma amostra em relação à do padrão PDB. Amostras orgânicas e inorgânicas que se encontram incorporadas ao ciclo global do carbono devem ser corrigidas para -25‰ (PESSENDA, L.C.R.; LISI, C.S.; GOUVEIA, S.E.M, 2003).

### ***1.7 Método de Datação por Luminescência***

Os métodos de datação por luminescência constituem um conjunto de técnicas que se relacionam com o decaimento radioativo ambiental (STOKES, S., 1999). Segundo Sallun et.al (2007), as técnicas são baseadas na teoria da interação das radiações ionizantes com a matéria, no caso, com os cristais. A idade da amostra é calculada a partir da medida das concentrações de defeitos induzidos no material por radiações ionizantes (SALLUN, A.F.M., et.al., 2007). Esses defeitos estão relacionados com as mudanças nas propriedades físicas de sólidos não condutores (estrutura cristalina de alguns minerais) decorrentes da interação com partículas  $\alpha$  e  $\beta$ , radiação- $\gamma$  e raios cósmicos. Uma parte desses defeitos é reversível, e outra é estável e aumenta linearmente com o tempo de exposição à radiação, podendo ser empregada na datação de eventos geológicos, que podem estar relacionados às idades de deposição de sedimentos (SALLUN, A.F.M., et.al., 2007). Os métodos permitem o estudo de amostras sem restos orgânicos (SALLUN, A.F.M., et.al., 2007) e são relevantes, pois alcançam idades mais antigas ( $10^6$  anos) que os métodos do radiocarbono.

Segundo Stokes, S., (1999) e Sallun, A.F.M., et.al. (2007), a luminescência é uma propriedade física dos materiais cristalinos de emitir luz em resposta a algum estímulo externo, como por aquecimento até determinadas temperaturas (Termoluminescência – TL); por estímulo óptico (Luminescência Ópticamente Estimulada – LOE ou Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos – LERI); por pressão (Triboluminescência); por reações químicas (Quimioluminescência); por radiação eletromagnética (Radioluminescência) ou por radiação ionizante (Fotoluminescência).

Os minerais utilizados são o quartzo e o feldspato. Em alguns casos, são utilizados o zircão, vidro vulcânico, carbonato e fluorapatita (AITKEN, M.J., 1985; SALLUN, A.F.M., et.al., 2007).

Os materiais geológicos, compostos por minerais, recebem radiações ionizantes (partículas  $\alpha$ ,  $\beta$  e radiação  $\gamma$ ) dos raios cósmicos e da desintegração de isótopos radioativos naturais, como o  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  e de seus filhos radioativos, que se encontram em seu

interior ou nas vizinhanças (SALLUN, A.F.M., et.al., 2007). Quando um cristal iônico recebe as radiações, pequena parte de energia é usada para produzir defeitos pontuais, que resultam no aprisionamento de elétrons e lacunas em defeitos localizados na banda proibida de energia no interior da banda cristalina e originam estados metaestáveis criados por defeitos e impurezas (SALLUN, A.F.M., et.al., 2007).

Assim, quando um mineral é aquecido termicamente ou estimulado opticamente, os elétrons aprisionados são liberados e podem recombinar-se com defeitos da rede cristalina, emitindo luminescência. O número desses defeitos da rede cristalina cresce proporcionalmente à dose de radiação incidente e ao tempo de radiação. (AITKEN, M.J., 1985; SALLUN, A.F.M., et.al., 2007).

A idade da amostra é calculada segundo a equação (AITKEN, M.J., 1985; SALLUN, A.F.M., et.al., 2007):

$$I = \frac{P}{DA_{\beta} + DA_{\gamma} + DA_{\text{raios cósmicos}}}$$

Onde:

I = Idade (anos);

P = paleodose (Gy), que corresponde à energia total absorvida pelo cristal pela incidência de radiações ionizantes;

$DA_{\beta} + DA_{\gamma} + DA_{\text{raios cósmicos}}$  = doses anuais (Gy/ano) relativas às radiações- $\gamma$ , partículas  $\beta$  e raios cósmicos.

A paleodose, também conhecida como dose equivalente, é calculada pelo método da regeneração total (mais utilizado). A amostra é submetida a tratamentos químicos, que variam de acordo com o mineral a ser analisado. Ácidos Clorídrico e Fluorídrico são utilizados para a retirada de matéria orgânica, óxidos e hidróxidos de ferro e carbonatos. O politungstato de sódio é utilizado para separar apenas os grãos de quartzo dos minerais pesados e feldspatos. Em seguida, a amostra é separada em aproximadamente seis partes, sendo que uma é submetida à leitura de luminescência para a obtenção da luminescência natural, e as outras partes recebem tratamento térmico a 480°C por 15 minutos, para eliminar toda a termoluminescência, ou são expostas à luz solar por cerca de 16 horas para LOE. Em seguida, as amostras são irradiadas para receber doses conhecidas de radiações ionizantes e finalmente são medidas as razões TL/LOE (SALLUN, A.F.M., et.al., 2007). Com esses resultados, é

obtida uma curva de calibração para cada amostra, plotando as intensidades de luminescência em função da dose e fixando-se uma temperatura. Para o cálculo da idade, é obtido o valor de  $P$ , pela intersecção da curva de calibração com a linha que representa a luminescência natural, e das doses anuais (DA), através da determinação dos teores de  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  por espectroscopia- $\gamma$  da própria amostra, utilizando-se detectores de germânio ou de Na (SALLUN, A.F.M., et.al., 2007).

Segundo Stokes (1999), o desenvolvimento da técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE/OSL) produziu uma revolução das datações em Luminescência, assim como o AMS (Accelerator mass spectrometry) causou para as datações radiocarbônicas. Neste trabalho, o LOE foi escolhido por alguns motivos (STOKES, S., 1999):

- é derivado apenas de armadilhas de elétrons sensíveis à luz e, portanto, a completa redefinição do LOE pré-existente é muito mais provável durante o transporte e deposição do que para TL;
- as espécies minerais têm suscetibilidades para diferentes comprimentos de onda de excitação óptica de contraste. Em particular, verificou-se que, enquanto muitos minerais feldspáticos apresentam uma forte emissão de IRSL (infra-vermelho), o quartzo não. Isto permite a triagem de amostras para a contaminação durante a sua preparação (STOKES, S., 1999).
- os efeitos negativos da TL de radiação espúria e corpo negro e temperatura térmica são evitados na medição da LOE. Esse resultado em taxas de sinal-ruído substancialmente reforçadas, juntamente com a ausência ou um sinal residual na deposição, tornam possíveis as datas mais jovens nas amostras com LOE.
- a capacidade de medir pequenas porções da população LOE torna possível o desenvolvimento de alíquota única, procedimentos que podem aumentar substancialmente a precisão nas estimativas de paleodose.

## 2 CARACTERIZAÇÃO NATURAL DO ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG.

A área de estudo compreende a Alta Bacia do Rio Preto (7984 a 7996 km N e 668 a 680 km E), um dos mais importantes canais de drenagem da bacia do Rio Araçuaí, que faz parte da bacia do Rio Jequitinhonha (Figura 4). A área está inserida no município de São Gonçalo do Rio Preto, dentro do Parque Estadual do Rio Preto, aproximadamente a 35 km a nordeste de Diamantina, região centro-norte de Minas Gerais.

### 2.1 *Formação Geológica*

Segundo Almeida-Abreu (1995), a Serra do Espinhaço Meridional representa uma faixa orogênica que limita o sudeste do cratón do São Francisco. Ao nordeste, ela limita-se com a faixa Araçuaí e mostra-se segmentada e deslocada em relação à parte setentrional. A Serra apresenta três unidades estratigráficas maiores: o Complexo Basal e os Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço. Bordejando a serra, há as unidades do Grupo Macaúbas e Bambuí (ALMEIDA-ABREU, P.A., 1995).

O Complexo Basal ocupa parte da faixa mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional (ALMEIDA ABREU, 1995) e é constituído por rochas graníticas, gnaisses, charnoquitos e granulitos, de idade arqueana. Ao leste e ao sul, as rochas do complexo basal apresentam idade arqueana, paleoproterozóica, meso e neoproterozóica (TEIXEIRA, et.al., 1990).

O Supergrupo Rio Paraúna apresenta uma sequência supracrustal e aflora na faixa mediana-central e na borda sudeste (FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A. & SCHORSCHER, H.D., 1984; ALMEIDA ABREU, P.A., 1995). De modo geral, apresenta uma complexa associação de rochas metamáficas, metaultramáficas, metaácidas e metassedimentos de origem química. Em alguns locais, apresenta contato tectônico com as rochas do Complexo Basal (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995).

As rochas do Supergrupo Espinhaço dominam a Serra do Espinhaço e são compostas por duas unidades principais: Grupos Guinda e Conselheiro Mata.



O grupo Guinda foi introduzido por Knauer (1990) em substituição ao grupo Diamantina de Dossin et. al. (1985) e reúne as formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel. É formado por sedimentos de origem continental com metavulcanitos intercalados, relacionados à fase rifte da bacia espinhaço (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995).

O grupo Conselheiro Mata (DOSSIN, et.al., 1985) é composto por cinco formações superiores do Supergrupo Espinhaço e é representado por sedimentos de origem continental (ALMEIDA ABREU, P.A., 1993). No entanto, existe uma significativa quantidade de rochas metabasálticas (geralmente diabásio e microgabros) que ocupam 2,5% da superfície da Serra (HOPPE, A., 1986; ALMEIDA ABREU, P.A., 1995). Essas rochas estão na forma de diques, sills, stocks e soleiras.

O grupo Macaúbas inclui os metassedimentos de origem glacial e os metassedimentos arenosos e conglomeráticos que ocorrem sob os metassedimentos glaciogênicos e sobre unidades do Supergrupo Espinhaço. Este grupo aflora na borda ocidental da Serra (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995).

O grupo Bambuí é constituído por sequências carbonáticas com intercalações de unidades pelíticas que ocupam a borda ocidental e setentrional da Serra (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995).

A evolução geológica do Supergrupo Espinhaço se deu em três momentos: fase rifte, bacia e orógeno (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995).

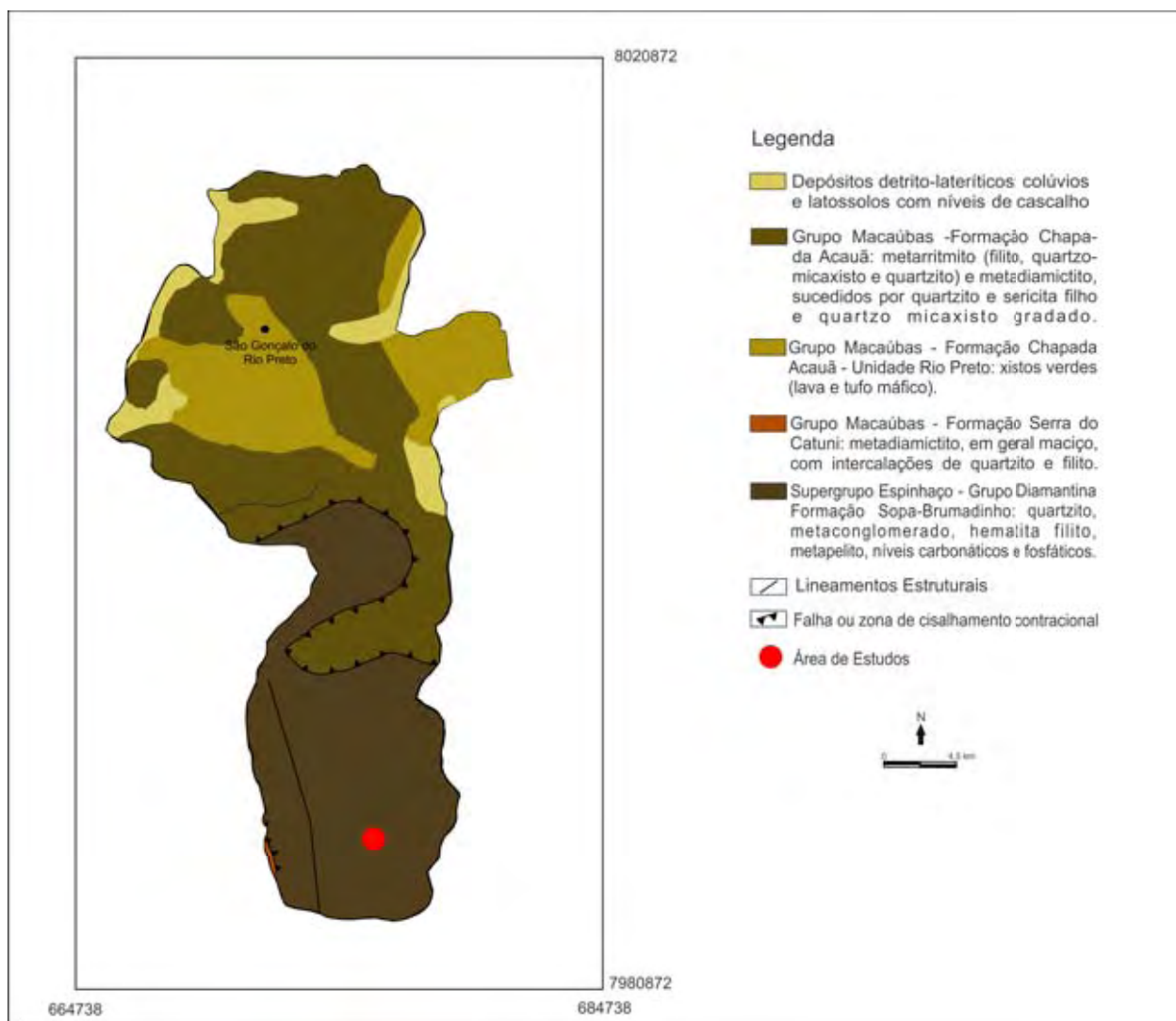
Segundo o mesmo autor, o rifte ocorreu em três fases distintas. A primeira fase apresenta registros sedimentares e vulcânicos que estão situados na porção mediana central e nordeste da serra. A formação bandeirinha é a representante desta fase e está composta, nesta área, por metassedimentos depositados em ambientes fluviais com contribuição eólica e de leques aluviais (RODRIGUES DA SILVA, 1995). A área apresenta redbeds, os quais, para Almeida Abreu (1995), caracterizam bem a idade dos sedimentos que foram depositados em torno de 750 Ma. Os redbeds também evidenciam a sombra climática causada pela existência de uma significativa massa continental amalgamada, já que os redbeds são depósitos típicos de clima árido e semiárido (PARRISH e BARRON, 1986), e o clima nesse período da história da Terra, provavelmente, era quente e úmido (ALMEIDA ABREU, P.A., 1993). A segunda fase de rifte foi marcada pela instalação de uma bacia fluvial, na qual foi depositada a formação São João da Chapada. Essa fase foi marcada pela inexistência de atividade tectônica. Segundo Almeida Abreu (1995), os ciclos sedimentares dessa formação são depósitos de fluxos prográdante alternados com depósitos agradacionais, sugerindo que os

espaços de sedimentação e a evolução dessa bacia foram controlados por subsidência mecânica sob clima úmido (ausência de redbeds e sedimentos puros quartzo arenitos e paleo-lateritas/bauxitas que são representados pelos filitos hematíticos) (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995). A terceira fase é marcada pela deposição das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel. Esta fase está associada a um aquecimento termal imposto à crosta continental e a um forte uplift termal (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995), tendo havido o soerguimento crustal em algumas áreas, meio-grabens segmentados por falhas de transferência, conformando calhas lacustres e leques aluviais (ambientes lacustres da formação Sopa-Brumadinho) (ALMEIDA ABREU, P.A. & PFLUG, R., 1992; 1994; ALMEIDA ABREU, P.A., 1993 e MARTINS NETO, 1993).

Após a fase rifte, houve uma pronunciada subsidência, pois o fluxo de calor passa a ser difundido pela crosta oceânica recém-criada. Forma-se assim uma bacia marinha Espinhaço, que se instalou na região de Itapanhoacanga e, após a contração termal, uma transgressão marinha levando a zona costeira da margem passiva Espinhaço para os domínios ocidentais atuais da Serra. As formações do Grupo Conselheiro Mata representam as sequências marinhas costeiras e plataformais da margem passiva Espinhaço (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995). O ambiente marinho para o Grupo Conselheiro Mata foi definido por Schöll & Fogaça (1979) e confirmado por Garcia & Uhlein (1987) e Almeida Abreu (1993). O contato entre os sedimentos é agradacional, evidenciando relevo plano ou suave ondulado e canais fluviais pouco caudalosos. Esses canais eram, provavelmente, entrelaçados e, face à ausência de cobertura vegetal, não houve o desenvolvimento de canais confinados (ALMEIDA-ABREU, 1993; 1995). Para Dussin & Dussin (1995), a deposição do Grupo Conselheiro Mata está relacionada à subsidência da bacia cujos sedimentos foram depositados em ambiente marinho transgressivo. Após a formação da bacia, houve uma tafrogênese, por volta de 1750 Ma e, em seguida, uma inversão tectônica da bacia. Em princípio, a orogênese perdurou por cerca de 2 a 3 dezenas de milhões de anos, mostrando que a Serra do Espinhaço foi edificada ainda no Mesoproterozóico (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995). Segundo o mesmo autor, esta orogênese foi do tipo orógeno de colisão, pois o metamorfismo e a deformação crescem da zona externa para a zona interna. Isso se comprova pelas deformações do Supergrupo Espinhaço (ALMEIDA ABREU, 1995).

Os depósitos do Grupo Macaúbas que bordejam o cráton do São Francisco estão em discordância com os depósitos das unidades do Grupo Conselheiro Mata e recobrem as rochas das formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, indicando que a serra foi deformada, soerguida e erodida antes da deposição do Grupo Macaúbas (ALMEIDA ABREU,

P.A., 1995). No final do neoproterozoico (ciclo Brasileiro), houve uma reativação tectônica, ocorrendo o cavalgamento das unidades da entidade orogenética Mesoproterozóica (Supergrupo Espinhaço) sobre unidades mais novas (Grupos Macaúbas e Bambuí) (ALMEIDA ABREU, P.A., 1995).



**Figura 5 - Geologia Simplificada do Município de São Gonçalo do Rio Preto. Fonte: CPRM (2003).**

A área de estudos é composta pelo Supergrupo Espinhaço, representado pela formação Sopa-Brumadinho, composta por quartzito de grãos finos a médios, discretamente micáceos, contendo lâminas de óxidos de ferro e exibindo estratificação cruzada tabular, de médio porte. Localmente, pode mostrar corpos de metaconglomerado monomíctico e alternâncias rítmicas de quartzitos e sericita filitos; demarcam-se camadas exclusivamente quartzíticas. Derrames de metabasitos, xistificados ou não, preservando estruturas em almofadas e níveis tufáceos e pefito-pelítico, são encontrados em alguns locais. Em alguns pontos, há cobertura elúvio-coluvionar em superfícies de aplainamento de origem Terciário/Quaternário (TUPINAMBÁ,

M.; BAARS, F.J.; UHLEIN, A. SAD GROSSI, J.H. e KANUER, L.G., 1997). A figura 5 apresenta, de modo simplificado, a geologia do município de São Gonçalo do Rio Preto, onde a área de estudos está inserida.

## 2.2 *Geomorfologia*

A evolução geomorfológica da Serra do Espinhaço foi caracterizada por eventos denudacionais e deposicionais, ocorridos durante o Mesozóico-Terciário, e por eventos quaternários de dissecação e entulhamento dos vales (SAADI, A., 1995). Diversos estudos foram realizados para definir a cronologia desses eventos (FREYBERG, 1932; KING, 1956; SAADI e VALADÃO, 1987; SAADI, 1995).

O primeiro autor a fazer uma compartimentação geomorfológica foi Freyberg (1932), que identificou cinco formas de paisagens típicas: escarpas escalonadas, hogbacks, chapadas, planaltos e meia-laranja. King (1956) identificou diversas superfícies de aplainamento na região da Serra do Cipó, que foram identificadas como Superfície Gondwana (Cretáceo Médio-Inferior) com altitude de 1800 m e forma de topos alinhados NW-SE; uma Superfície Pós-Gondwana (Cretáceo Superior – Paleoceno) com uma altitude de 1400 m representada por platôs; uma Superfície Sulamericana (Eoceno-Oligoceno) com altitudes de 1100-1200 m nas áreas de borda da serra. Os níveis Velhas e Paraguaçu, de idade pliocênica e pleistocênica, respectivamente, seriam representados pelos vales com altitudes inferiores a 700 m. Abreu (1982) reconheceu, de modo semelhante a King (1956), na região do Planalto de Diamantina, três níveis escalonados: o primeiro, com altitude entre 1400-1200 m, de idade Cretáceo Superior e Paleoceno, comportando inselbergs quartzíticos, couraças ferruginosas e ainda colúvios recobertos por solos arenosos; o segundo nível entre 1100-1000 m, de idade Eocênica-Oligocênica, “...aparecendo sob a forma de retalhos verticalmente desnivelados por falhas normais de direção NW-SE, onde ocorrem depósitos supergênicos de manganês, como nas proximidades de Conselheiro Mata”. (CHAVES, M.L.S.C. e BENITEZ, L., 2004). O terceiro nível estaria entre 750-800 m, de idade Pliocênica, comportando as áreas de vale.

Saadi & Valadão (1987) e Saadi (1995) definiram, na região da Depressão de Gouveia, um nível com altitude superior a 1300 m, caracterizado por uma superfície com solos residuais quartzíticos correspondentes a restos de uma superfície Cretácea; um segundo nível entre 1250-1300 m comportando uma superfície dissecada sobre as rochas pré-cambrianas, “... sustentando formações superficiais de areia quartzosas sobre couraças ferruginosas,

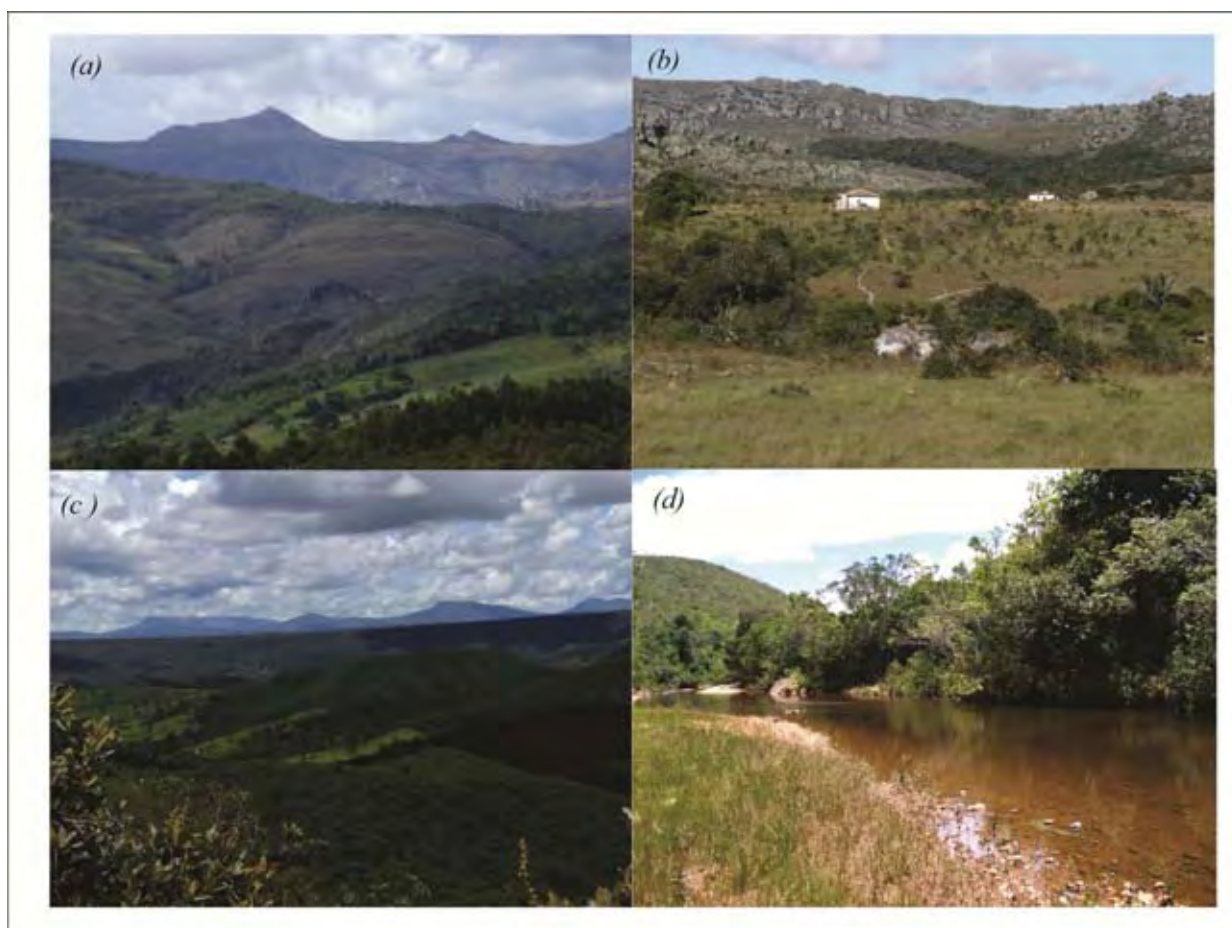
lateritas ferruginosas nodulares sobre os glaciais quartzíticos, além de turfeiras no fundo de depressões em cabeceiras” (SAADI, A. e VALADÃO, R., 1987). O terceiro nível se encontra entre 1050-1000 m, de idade Pliocênica, caracterizado por topos de colinas sobre rochas do embasamento, marcado por depósitos de seixos e blocos de quartzo subarredondados. O quarto nível é representado por altitudes entre 1000-950 m, de idade Pleistocênica, caracterizado por terraços. As áreas de várzea, de idade Holocênica, seriam áreas inferiores a 950 m.

Estudos de campo realizados pelos membros do projeto “Diferenciação de Paisagens Cársticas sobre Rochas Siliciclásticas na Serra do Espinhaço Meridional – Brasil” (FAPESP2008/50157-5), analisando a bacia do Rio Preto, um dos principais afluentes do rio Araçuaí, no Parque Estadual do Rio Preto, definiram quatro níveis topográficos. O primeiro se encontra acima de 1300 m e se caracteriza por topos alinhados e morros alongados que expõem os afloramentos de rochas. Restos de couraça laterítica ferruginosa foram observados, além de vales confinados colmatados por pacotes de matéria orgânica, drenagem suspensa e pequenos patamares e colinas com ombreiras suaves (Figura 6). O segundo nível está entre 1300-1100 m e é representado por planos rampeados dissecados em espigões e colinas que conectam o nível acima de 1300 m ao mais baixo. O terceiro nível se encontra entre 1000-750 m, é o mais extenso da bacia e estende-se do seu trecho médio até a jusante. É composto por morros alongados de topo plano e é mais dissecado do que os de montante. Nesse setor, a drenagem apresenta um confinamento menor. O quarto nível está a 750 m e está associado aos fundos de vale onde se encontra a rede de drenagem em processo de aprofundamento (AQUINO, A.; MICHELON, C.R. e BEATO, D., 2009) (Figura 6). A figura 7 apresenta a hipsometria da área de estudos.

### **2.3 Solos**

A Serra do Espinhaço Meridional possui uma diversidade de solos peculiar e contrastante, reflexo da diversidade de materiais de origem, do modelado atual e de sua evolução. A cobertura pedológica predominante é formada pelo Neossolo Litólico Psamítico típico associado a afloramentos de rochas e, em menor proporção pelo Neossolo Quartzarênico típico e o Organossolo Mésico Sáprico típico, associados à vegetação de cerrado e turfeira, respectivamente. Este último é de interesse científico, pois guarda marcos da evolução das paisagens e paleoclimas (SILVA, A. C., 2005).

O Gleissolo Háplico Tb Distrófico típico, o Gleissolo Melânico Tb Distrófico típico e o Neossolo Flúvico Psamítico léptico predominam em matas ciliares. Já o Nitossolo Vermelho Distrófico latossólico, o Argissolo Vermelho Distrófico típico, o Latossolo Vermelho Distroférico típico e o Latossolo Vermelho Distroférico húmico constituem áreas de recarga de aquíferos e estão sob floresta estacional semidecidual e cerrado (SILVA, A. C., 2005).



**Figura 6 - Níveis topográficos da Área de Estudos: (a) acima de 1300 m; (b) entre 1300 e 1100m; (c) entre 1000 e 750m e (d) abaixo de 750 m.**

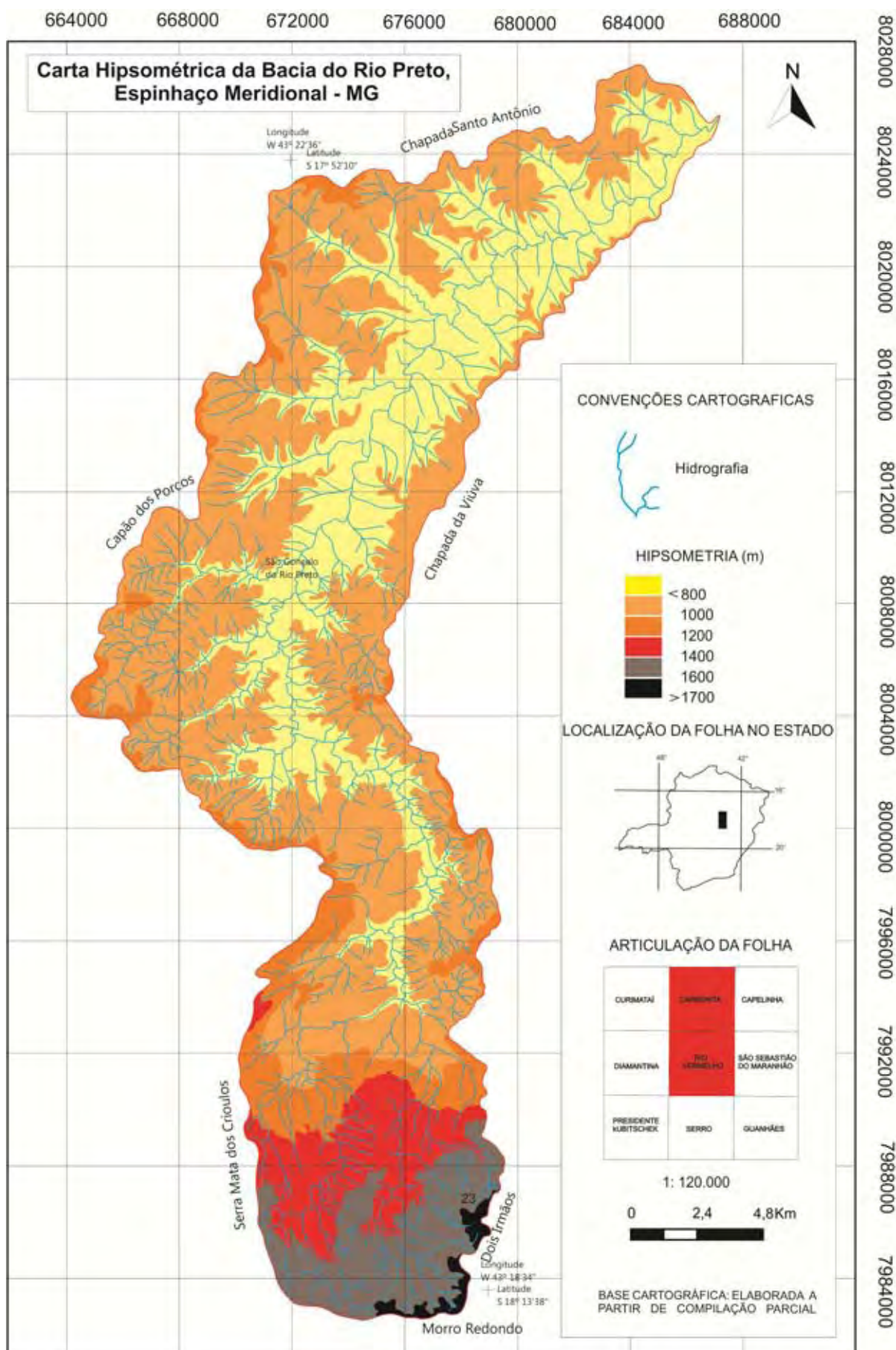


Figura 7 - Carta Hipsométrica da Área de Estudos.

## **2.4 Hidrografia**

A sub-bacia hidrográfica do Rio Preto tem como curso principal o rio de mesmo nome, que é um afluente do rio Araçuaí. Seu perfil longitudinal tem início em um terreno rochoso de baixo gradiente, predominando um leito plano de fundo arenoso com bancos laterais de cascalho, associado a pequenos trechos de corredeira. No perfil das encostas, o rio segue com desnível abrupto, exibindo cachoeiras e corredeiras (FRAGA, L.M.S; ALMEIDA ABREU, P.A. e NEVES, S. C., 2005). Segundo os mesmos autores, seus afluentes correm encaixados em grandes lineamentos geológicos até terraços arenosos aplainados entre as altitudes de 750 a 800 metros, dentro do Parque Estadual do Rio Preto. As nascentes do rio correm em altitudes de 1600 a 1400 metros, e os seus canais são irregulares e acanalados por entre lajeados de rocha quartzítica. Em suas margens, há áreas de Mata Ciliar exuberante.

O padrão de drenagem predominante é a paralela na montante, destacando os córregos Vau das Éguas e suas nascentes e das Corredeiras, associado a um padrão dendrítico no seu trecho da jusante. O rio, embora translúcido, persiste com uma coloração ocre escura, ressaltando uma pigmentação avermelhada, típica dos córregos da região. Existem também, pelo seu curso, fragmentos de matéria orgânica.

## **2.5 Clima**

Segundo a classificação de KÖPPEN e GEIGER(1928), a região apresenta o clima Cwb caracterizado por verões brandos e úmidos e invernos mais frescos e secos. A precipitação média anual varia de 1250 a 1550 mm, e a temperatura média anual situa-se na faixa de 18°C a 20°C. Entretanto, no período do verão, as temperaturas são superiores a 22°C, atingindo 35°C nos meses de dezembro e janeiro. No inverno, as temperaturas são baixas atingindo mínimas de 4°C em junho e julho (NEVES, S. C.; ALMEIDA ABREU, P.A. e FRAGA, L.M.S., 2005). Segundo os mesmos autores, a insolação anual apresenta uma média de 2.203 horas/ano, o que condiciona uma importante evapotranspiração potencial com valores médios anuais de 776 mm. A umidade relativa do ar apresenta médias anuais de 75,6%. Em termos gerais, a região se enquadra na faixa de clima tropical (NEVES, S. C.; ALMEIDA ABREU, P.A. e FRAGA, L.M.S., 2005).

## 2.6 Vegetação

Na Serra do Espinhaço, são encontrados quatro tipos de vegetação, segundo Medina (2004): campos rupestres, campo cerrado, matas galerias e capões de mata (Figura 9).

Os campos rupestres que surgem em áreas planas acima de mil metros de altitude são entremeados por áreas mais úmidas que formam brejos. Nestas áreas, a flora é constituída por ripícolas associadas aos afloramentos rochosos. Segundo Ribeiro e Walter (1998), os campos rupestres são um tipo fitofisionômico predominantemente herbáceo arbustivo, com presença eventual de arvoretas pouco desenvolvidas de até dois metros de altura (Figura 8).



Figura 8 - Vegetação existente na área de estudos: (a) e (b) campos de altitude; (c) cerrado e (d) mata galeria.

A composição florística pode variar em poucos metros de distância, e a densidade das espécies depende do substrato (RIBEIRO, J.F.; WALTER, B.M.T., 1998). Os campos rupestres predominam na Serra do Espinhaço, embora não se restringem a esta área. Aparecem como faixas de transição ou refúgios isolados em meio aos domínios maiores. Essa vegetação está associada aos afloramentos rochosos, amontoados de blocos desabados e solos rasos com alta porcentagem de cascalhos.

Dentre as formações savânicas, encontra-se o cerrado *stricto sensu*, que aparece entre as cotas altimétricas de 800 a 1000 m (Figura 9). Caracteriza-se pela presença de árvores baixas, tortuosas, retorcidas, de troncos fendidos ou sulcados com cascas grossas e folhas rígidas e coriáceas. Há, ainda, a presença do campo sujo e campo limpo, compondo as formações campestres conjuntamente com o campo rupestre. O campo sujo é exclusivamente herbáceo e arbustivo com espécies apresentadas de maneira esparsa. O campo limpo caracteriza-se por ser quase exclusivamente herbáceo, contendo escassos arbustos e ausência quase completa de árvores. Podem ser encontrados em diversas posições topográficas e em diferentes condições de umidade e profundidade, sendo mais frequentes nas encostas, chapadas e próximos a nascentes.

Entre as formações vegetais já descritas, é possível encontrar as matas de galerias e ciliares (RIBEIRO e WALTER, 1998), associadas aos cursos d'água em terrenos bem ou mal drenados, a mata seca – associadas aos afloramentos calcários e o cerradão. Segundo Mendonça Filho (2005), esta vegetação é diversificada e denominada de Floresta Semidecidual. O cerradão, predominantemente contínuo, é caracterizado por conter espécies que ocorrem no cerrado *stricto sensu* e em áreas de mata. O extrato arbóreo varia de 8 a 15 m, favorecendo a entrada de luminosidade que propicia a formação de estratos arbustivos e herbáceos (RIBEIRO e WALTER, 1998).

Segundo Mendonça Filho, C.V. (2005), a vegetação de Cerrado é encontrada em suas diversas formações savânicas na Serra do Espinhaço: típico, com suas árvores inclinadas, tortuosas e retorcidas, com cobertura arbórea de 20% a 50% e sobre latossolo e cambissolo; rala com cobertura arbórea de 5% a 20% e se desenvolve sobre solos latossolo, cambissolo e areia quartzosa; rupestre, semelhante ao cerrado ralo, está presente em afloramentos de rochas e cerradão, com cobertura entre 50% a 90% e se desenvolve sobre solos latossolos com teor médio de matéria orgânica. Além disso, encontram-se as formações campestres do cerrado: campo limpo seco (ocorre na presença de lençol freático profundo); campo limpo úmido (ocorre na presença de um lençol freático alto) e campo rupestre (árvores pouco

desenvolvidas e ocorrem em áreas com altitude superior a 900 metros) (MENDONÇA FILHO, C.V., 2005).

## ***2.7 Caracterização da Topossequência de Solos***

A seguir, tem-se uma síntese da descrição realizada por NASCIMENTO (2010) e MICHELON (2011).

### *Morfologia dos Solos*

A figura 9 representa os solos da topossequência estudada por Michelin (2011). Com 180 m de extensão, apresenta altitudes variáveis entre 1352 m a 1344 m na montante e na jusante, respectivamente, e orientação S-N. Da trincheira 1 a 3, a morfologia da encosta apresenta forma convexa; de 3 em direção da jusante torna-se levemente côncava. Os horizontes estudados foram agrupados dentro de dois sistemas de solos, um localizado na montante (laterítico) e outro na jusante (podzolizado) (Figura 9). Estão distribuídos conforme suas características, em três compartimentos, denominados I, II e III. A vegetação é campos de altitude.

A topossequência de solos apresenta complexidade quanto aos materiais de origem dos solos (figura 10): metarenito intercalado com filito, na montante, e metarenito micáceo, na jusante, além de materiais heterogêneos, supostamente de transporte. O horizonte de alteração na montante preserva a textura e a estrutura originais do metarenito/filito. A matriz tem fases justapostas, amareladas (10YR 8/4 e 10YR 6/8) e avermelhadas (5YR 3/4), tornando-se mais avermelhadas na direção do limite superior do horizonte (2,5YR 6/8 e 2,5YR 5/8). Na trincheira 1, tal horizonte possui um veio de quartzo, já bastante fragmentado, o que confere aos materiais da alteração uma textura grosseira que perdura até o limite com o metarenito micáceo. Os materiais de alteração do metarenito também preservam textura e estrutura da rocha, mantendo bandas mais micáceas e pequenos veios de quartzo. Tal estrutura vai gradativamente sendo substituída por estrutura maciça, em direção do topo. Os materiais, inicialmente arenosos, tornam-se levemente siltosos e formam fases justapostas avermelhadas (7YR 6/8), amareladas (10YR 8/8) e esbranquiçadas (10YR 5/8), chegando a diferenciar horizontes amarelo-pálidos, com pontuações ferruginosas avermelhadas (10YR 7/2), em

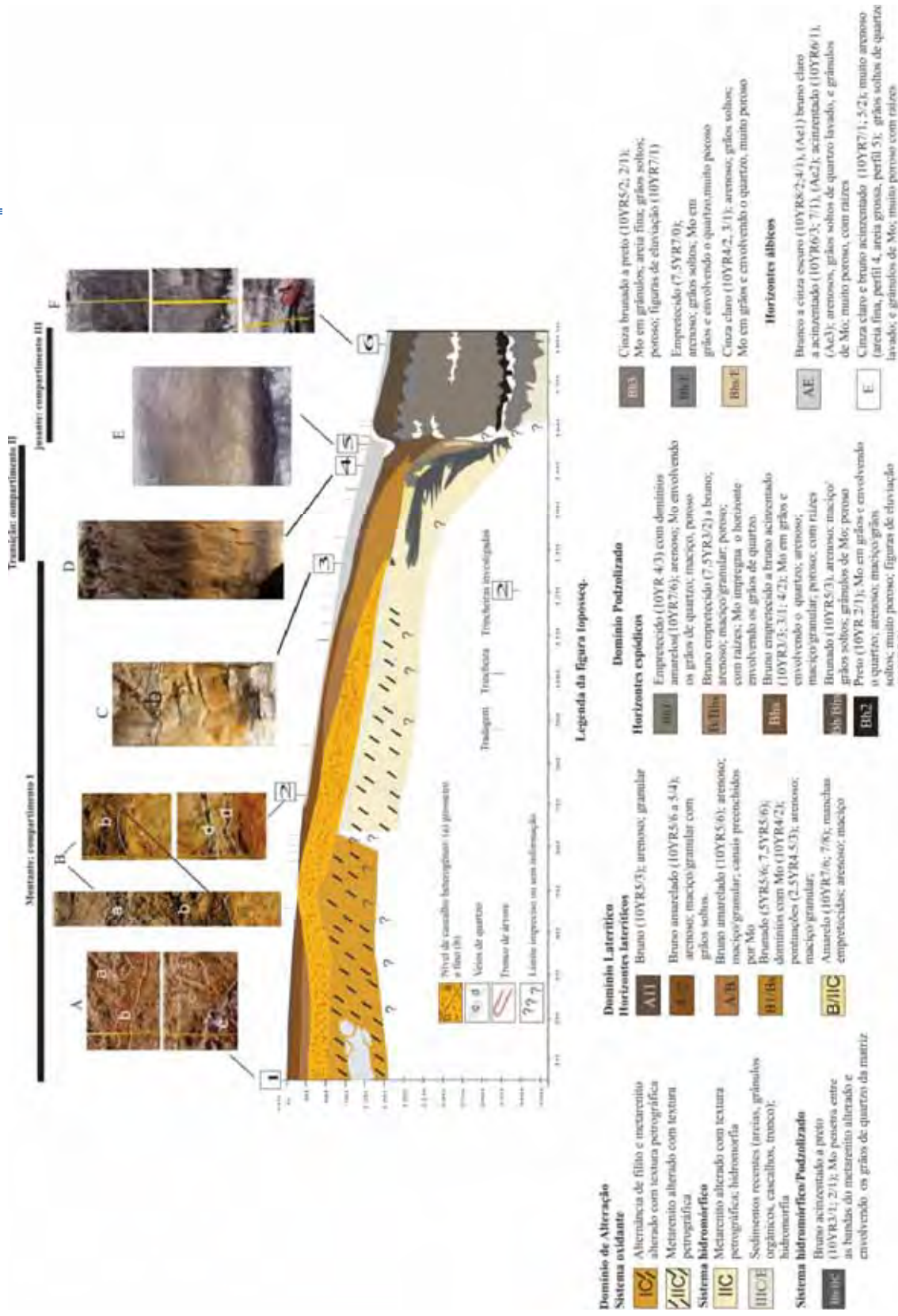


Figura 9 - Morfologia da Toposequência de Solos segundo MICHELON (2011).

justaposição com fase esbranquiçada (10YR 5/8) que se torna dominante até ao branco, na trincheira 4.

No compartimento I, verticalmente, um horizonte de cascalhos assenta-se sobre as alterações das rochas. De morfologia complexa, tal horizonte tem cascalhos embalados por matriz arenosa, granular, brunada (7,5YR 5/8; 10YR 5/6; 10YR 6/8). Seus diâmetros (até aproximadamente 15 cm) e composição mineralógica (quartzos ferruginizados, fragmentos de couraça ferruginosa, quartzos não ferruginizados até fragmentos de metarenito) são heterogêneos, sugerindo aloctonia do material. O matiz da matriz grada ao amarelo, enquanto o croma decresce na direção de jusante do compartimento I. Na mesma direção, lateralmente, os diâmetros dos cascalhos tendem a diminuir até desaparecerem na jusante do perfil 2. A forma elevada do horizonte cascalhento, como um domo, na parte média do compartimento, parece influir na espessura e diferenciação do solum sobreposto a ele: passa de menos espesso e melhor diferenciado, na proximidade da forma dômica a um pouco mais espesso e melhor diferenciado quando distante do domo, lateralmente, tanto na montante quanto na jusante. À montante, e à jusante do domo, o horizonte A/B se sobrepõe ao cascalhento mantendo limite nítido, embora se observe pouca diferença entre as matrizes arenosas desse último e a do A/B. Na montante, domina a cor brunada (10YR 5/6), enquanto na jusante o vermelho-amarelado (5YR 4/6) da matriz do horizonte A/B ganha matizes mais amarelados e croma mais baixos, enquanto a estrutura se mantém maciça a levemente granular. Na direção do topo dos perfis, os matizes das matrizes arenosas (horizontes A12 e A11) são amarelados, e o croma torna-se gradualmente menor, ao mesmo tempo em que as estruturas vão perdendo a consistência, sinalizando o aparecimento de grãos soltos e de grânulos de matéria orgânica que ficam mais expressivos na direção de jusante, até o aparecimento de um horizonte AE. Pelas características morfológicas, classificam-se os solos como Ferralic Cambisols (IUSS Working Group WRB, 2006). No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos a correspondência mais adequada para a classificação dos solos seria Latossolo Amarelo (EMBRAPA, 2006).

No compartimento II, em direção de jusante, há o desaparecimento do horizonte cascalhento; a hidromorfia passa a dominar os horizontes de alteração da rocha e há maior desenvolvimento e, mesmo, aparecimento de horizontes espódicos que se superimpõem a um Ferralsol (IUSS Working Group WRB, 2006), arenoso. A distribuição dos horizontes nesse compartimento é peculiar, caracterizada por uma sucessão de horizontes fortemente impregnados por compostos orgânicos intercalados por horizontes minerais, não orgânicos. Neste compartimento, a cascalheira heterogênea desaparece e já não está mais presente na

face norte da trincheira 2; está em discordância lateral, em relação ao horizonte de alteração do metarenito micáceo, que mantém estrutura bandada, sugerindo que a morfologia do relevo no passado era diferente da atual (NASCIMENTO, 2010).

Na base dos perfis, a matéria orgânica impregna os horizontes da alteração do metarenito micáceo. Inicialmente, essa matéria orgânica (10YR 2/1; 10YR 3/1) ocupa os espaços entre as bandas e, posteriormente, difunde-se (10YR 4/3; 10YR 3/) sobre as matrizes arenosas, porosas, de cor branca, fortemente pobres em Fe e sobre os materiais menos hidromórficos adjacentes. A matéria orgânica envolve os grãos de quartzo, na forma de película, nas trincheiras 2, 3 e 4, formando os horizontes Bh/IIC e Bh1. Nas trincheiras 2 e 3, passa-se, verticalmente, na direção do topo, do Bh1 a um horizonte arenoso, poroso, de estrutura maciça a granular fraca, amarelado (10YR 7/6; 10YR 7/8), B/IIC; brunado (5YR 5/6; 7,5YR 5/6), B1/Bs, associados à diferenciação a partir do metarenito micáceo.

Verticalmente, no sentido do topo e lateralmente no sentido de jusante do compartimento II, os horizontes espódicos (B/IIC e B1/Bs), do Ferralsol, adquirem cromas mais baixos. São horizontes brunado (7,5YR 3/2), B/Bhs, na trincheira 4, e preto acinzentados (10YR 3/1 e 10YR 3/3), Bhs, nas trincheiras 3 e 4, e preto (10YR 5/2 e 10YR 2/1), Bh/Bhs, na trincheira 4. O B/Bhs, o Bhs e o Bh/Bhs são fortemente impregnados por compostos orgânicos que circundam os grãos de quartzo, mas que, também, ocupam os interstícios entre os grãos do esqueleto quartzoso, formando grânulos, a partir da parte superior do Bhs. Diferentemente do que ocorre nos horizontes de alteração, a matéria orgânica impregna os horizontes minerais a partir do topo dos perfis do compartimento I, seguindo até o compartimento III.

Na superfície dos perfis, a iluviação, que já teve início a partir do compartimento I, responde pela formação de um conjunto de horizontes arenosos, muito porosos, com grãos soltos de quartzo lavado e matéria orgânica granular que ocupa os interstícios entre os grãos. São levemente brunados, acinzentados e brancos com matiz 10YR com valor e croma variando entre 8/2 a 4/1 (horizonte AE, nas trincheiras 2, 3 e 4) e 7/2 a 5/2 (horizonte E, na trincheira 4). Na parte intermediária do perfil 4, a frente de iluviação, de forma convoluta, superimpõe-se ao horizonte B/Bhs, formando o Bhs/E.

A diferença entre o compartimento III e os precedentes é a intensa acumulação de matéria orgânica em todo o perfil 5 e o aparecimento de horizontes alvícos incipientes, permitindo a classificação dos solos como Podzóis. O perfil 6 foi prospectado até a profundidade de 268+cm, cuja base é sublinhada por tronco de árvore preservado e seixos rolados. Acima do tronco, observa-se um horizonte IIC com estrutura bandada plano-paralela, formado por uma

série de bandas de material arenoso e organo-mineral, sendo que o material orgânico ainda apresenta restos de estrutura vegetal. Entretanto, estão em discordância sobre as bandas arenosas e organo-minerais, desse horizonte, compostos orgânicos que envolvem os grãos de quartzo, sugerindo mobilidade dos compostos orgânicos. A presença do tronco e a estrutura do horizonte não deixam dúvidas da aloctonia do material de origem do solo. A partir do horizonte IIC/E, em direção do topo do perfil, sucede-se, de maneira alternada, uma série de horizontes espódicos (Bh3, Bh2, Bh/Bhs) intercalados por horizontes álbicos (Bh/E, E e AE), pouco desenvolvidos, todos arenosos, muito porosos, com grãos soltos de quartzo lavado. Os espódicos de cor preta apresentam tanto compostos orgânicos que recobrem os grãos de quartzo, como detritos de matéria orgânica, alojados entre os grãos do esqueleto, enquanto os eluviais, acinzentados apresentam dominância de matéria orgânica detrítica entre os grãos do esqueleto quartzoso.

#### *Aloctonia e Autoctonia dos materiais da topossequência*

O compartimento I tem na sua base, na montante, horizontes originados da alteração do metarenito intercalado por filito e, na jusante, horizontes vindos da alteração do metarenito micáceo. A presença de um horizonte de cascalho heterogêneo sobre os horizontes de alteração do metarenito sugere que o solum tem sua origem em materiais alóctones. Para comprovar tal hipótese, Michelon (2011) analisou a distribuição dos elementos traços (Th, Ti e Zr).

No perfil 2, nos horizontes de alteração, há um aumento dos teores de Zr e Ti em direção ao topo. No horizonte que corresponde ao veio, há um aumento de Ti e uma redução de Zr. No cascalho heterogêneo, os dois elementos aumentaram, assim como a argila. Nos horizontes superficiais A12 e Ae1, os teores de Zr e Ti diminuíram consideravelmente em relação nível de cascalho heterogêneo. O perfil 3 apresenta o mesmo comportamento de Zr e Ti se comparado ao perfil 2.

No perfil 6, entretanto, Michelon (2011) verificou aumento dos teores de Zr e Ti a partir da alteração em direção ao topo do perfil. Apenas o horizonte Bh apresentou altos teores de Zr e Ti.

Segundo Michelon (2011), a tendência de aumento do teor de Zr na direção do topo do perfil 4 revela que o solo se desenvolveu a partir de um mesmo material de origem, diferentemente de 2 e 3. A filiação vertical da rocha, segundo Michelon (2011), demonstra

autoctonia do material que forma o perfil 4. Vários autores concordam que o aumento de Zr na direção do topo do perfil é esperado em ambiente laterítico e para tal elemento (BIRKELAND, 1984; ALLEN & HAJEK, 1989; MILNES & FITZPATRICK, 1989; CORNU et al., 1999; TAYLOR & ENGGLETON, 2001; HODSON, 2002). Segundo os mesmos autores, este comportamento é consequência da depleção de outros elementos mais solúveis. Segundo Michelin (2011), o horizonte Bh do perfil 4 não entrou na tendência do restante dos perfis. Isso se deve ao seu caráter espódico. O elemento Tório apresenta o mesmo comportamento que o Zircônio e o Titânio para os três perfis.

No perfil 5, do compartimento III, Michelin (2011) verificou que os horizontes da base do perfil vêm da alteração do metarenito, embora de textura um pouco mais grosseira do que a do metarenito micáceo de montante. Na jusante do compartimento III, no perfil 6, os materiais originais são depósitos aluviais e materiais de vertente. Os depósitos aluviais grosseiros (cascalhos arredondados) e um tronco de vegetação comprovam tal aloctonia (MICHELON, C.R., 2011).

### *Evolução da Toposequência*

Os resultados finais obtidos por Michelin (2011) mostraram que o compartimento I e parte do II são formados por dois materiais distintos: rocha in situ na base do compartimento I, na montante, os horizontes originaram-se a partir da alteração do metarenito intercalado com filito; e na jusante, os horizontes provêm da alteração do metarenito micáceo. Os horizontes superficiais têm sua origem a partir da transformação de materiais alóctones. O cascalho heterogêneo marca a discordância. O compartimento II corresponde a uma transição entre o I e o III. Segundo Michelin (2011), os resultados mostraram que esse setor da topossequência apresentava um ressalto topográfico em relação aos demais e que, no decorrer da evolução, sofreu rebaixamento por erosão mecânica e química. O perfil 5, do compartimento III, desenvolveu-se in situ, a partir do metarenito, e parte (horizontes superiores) é advinda de transporte. Entretanto, o perfil 6 é originado a partir da acumulação de depósitos aluviais.

O estudo permitiu também demonstrar que a matéria orgânica não é a mesma em toda a vertente, uma vez que se acumulou em eventos diferentes. A primeira acumulação se restringiu apenas ao compartimento III, após e/ou durante a sedimentação dos materiais

fluviais, e uma fase posterior, mais abrangente, que atingiu todos os compartimentos mais fortemente do perfil 3 até o 6, responsável pelo acúmulo de matéria orgânica nos horizontes de superfície. No entanto, apenas com os dados disponíveis, não foi possível precisar que fase de acumulação de matéria orgânica corresponde à mobilização lateral de matéria orgânica de jusante para a montante, que impregnou a base dos perfis dos compartimentos I e II.

Segundo a mesma autora, a lateritização foi o processo responsável pelo aprofundamento dos horizontes no material de origem e das perdas de matéria e volume decorrentes deste aprofundamento e foi responsável pelo desaparecimento do ressalto topográfico e pelo abaixamento da topografia. O processo de podzolização, hoje atuante, é responsável pelo estabelecimento da concavidade na base da topossequência.

### 3 CRONOLOGIA DOS SEDIMENTOS QUE DERAM ORIGEM AO *SOLUM* DE UMA TOPOSEQUÊNCIA DE SOLOS NA ALTA BACIA DO RIO PRETO - ESPINHAÇO MERIDIONAL/MG.

#### Introdução

Muitos autores reconhecem que a evolução dos solos é um indicador das variações da dinâmica geomorfológica ao longo do tempo (THOMAS, 1994a, b; FIGUEIREDO, 1999; BUENO e NASCIMENTO, 2007). Entretanto, os solos podem ser formados a partir de materiais autóctones, como uma rocha *in situ* e de materiais alóctones que são representados por colúvios e alúvios. Os materiais alóctones têm sido usados como fontes de dados para reconstruir a história geomórfica das paisagens. A evidência para eventos pretéritos pode ser reconhecida pelo desenvolvimento de horizontes incipientes, estratificação dos depósitos, separação de depósitos por materiais de outras origens como as linhas de pedra e a incorporação de materiais datáveis (CORRÊA, A.C. B; SILVA, D.G. e MELO, J.S., 2008). A maior parte das encostas tem uma longa história de desenvolvimento que pode fornecer informações sobre as taxas de mudanças, frequência de eventos geomórficos passados e paleoambientes (SELBY, 1993). A evidência de eventos passados, se preservada, ocorre na forma de depósitos deixados por esses mesmos eventos. A interpretação desse material requer, entretanto, uma compreensão de suas posições em uma paisagem antiga. Segundo Thomas (1994), o termo colúvio é impreciso e agrupa materiais e processos diferentes. Reconheceu que, apesar de os colúvios serem sempre interpretados como uma consequência de grandes mudanças climáticas regionais para condições mais áridas ou mais úmidas, estes também podem ocorrer como consequência de eventos menores, de alta magnitude, que eventualmente ultrapassem patamares formativos dentro dos sistemas de encostas. (THOMAS, M.F., 1994). Segundo o mesmo autor, a atividade neotectônica durante o Quaternário ocorreu em muitas áreas do planeta, mas geralmente é negligenciada em reconstruções ambientais (THOMAS, M.F., 1994). Os canais aluviais que controlam o nível de base local podem ser fortemente afetados por contínuos movimentos da crosta; quando o movimento é positivo, há dissecação e depósitos de sedimentos. Além disso, atividades sísmicas associadas com movimentos tectônicos podem induzir à instabilidade do manto de

alteração, conduzindo a retirada do material e deposição em outros locais (THOMAS, M.F., 1994).

Na Serra do Espinhaço, as duas linhas de pensamento são discutidas. Autores como Pedrosa Soares e Saadi (1989); Saadi (1991); Saadi e Pedrosa Soares (1991); Saadi, A. (1993b; 1994; 1995) discutem que a organização geomorfológica da Serra do Espinhaço possui um “carimbo” da instabilidade tectônica. Saadi (1991) discute a atividade tectônica durante o Pleistoceno, afirmando que este processo ocorreu de duas maneiras: o profundo encaixamento dos vales nos planaltos e suas escarpas marginais constitui uma clara resposta a um processo de soerguimento geral da plataforma brasileira, e os falhamentos afetando os depósitos aluviais e coluviais pleistocênicos, tanto em meio aos planaltos quanto às áreas marginais, caracterizam uma tectônica compressiva expressa por movimentos predominantemente transcorrentes (SAADI, A., 1995). Segundo o mesmo autor, o Planalto Meridional da Serra do Espinhaço apresenta formas e depósitos diferentes. No Planalto de Diamantina, verificou-se que nos brejos, em depressões hidromórficas de nascentes, há turfeiras sobrepostas a areias e cascalhos fluviais e/ou coluviais cobertas por solos arenosos (SAADI, A., 1995). Na depressão de Gouveia (SAADI, A., 1995), concluiu-se que durante o Pleistoceno houve duas fases de eventos coluviais, representados por areias com lentes de cascalho e argilas orgânicas e uma cobertura coluvial areno-siltosa amarela, separadas por duas camadas de *stoneline*. A primeira fase ocorreu através de dissecação fluvial entulhamento dos vales, e a segunda, com uma fraca dissecação por “vales em berço”. Apenas na passagem do Pleistoceno Inferior para o Holoceno, houve reabertura completa dos vales (SAADI, A., 1995). As planícies de inundação holocênicas são ocupadas por sequências ordenadas de cascalhos, areias e, às vezes, argilas orgânicas. Turcq et al. (1987) forneceram os primeiros dados de geocronologia ( $^{14}\text{C}$  de madeira), datando um terraço do córrego da Sepultura em 31.950 anos BP que convergem para as mesmas informações de Saadi e Valadão (1987) e Saadi (1995). Augustin (1995), ao estudar a região de Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional, destacou que a pedogênese desenvolveu-se sobre colúvios, logo após o início do Holoceno. Os mesmos colúvios foram estudados por Saadi e Valadão (1987), que, ao fazer um levantamento estratigráfico, encontraram sequências coluviais areno-argilosas de diferentes cores (amarela/avermelhada) e texturas. As sequências, segundo os autores, têm seu contato, seja com o substrato rochoso, seja com a sequência coluvial inferior, marcada por linhas de pedra. Esta região também foi estudada por Ferreira (2002), que, após fazer um mapeamento das formações superficiais das bacias da região, verificou que a unidade coluvial

geralmente ocupa a média e alta vertente, e está assentada sobre o substrato rochoso. Segundo o mesmo autor, a camada de colúvios apresenta menor espessura na porção da alta vertente devido a erosão superficial e, uma espessura maior na média vertente, sendo rara sua ocorrência na baixa vertente. Na borda leste do Planalto Meridional, Saadi (1995) analisou dois perfis transversais nos vales dos rios Parauninha e Lambari (Bacia do Rio Doce) e concluiu que ocorreram de duas a três fases de coluvionamento, sempre precedidas por eventos denudacionais marcados por linhas de pedra. Pflug (1969), Meis (1978), King (1956), e Pessenda (2001; 2003) consideram tal evento como resultado de oscilações climáticas. Através de oscilações de clima quente e úmido e frio e seco, o relevo foi sofrendo processo de abaixamento, restando apenas pedimentos e pediplanos como relíquias. No entanto, Barbosa e Kohler (1981) sugeriram causas ligadas a rifteamento regional, e Saadi (1991) propôs controle tectônico associado a falhas E-W. Na borda oeste do Planalto, há carência de estudos. Valadão et al. (1994) descreve uma cascalheira com elementos quartzosos e quartzíticos no topo da Serrinha. No entanto, existem trabalhos que convergem para atividade neotectônica na região (SAADI, A., 1991, 1993; DOSSIN e DARDENNE, 1984).

Neste sentido, este trabalho tem como objetivo elaborar uma cronologia dos sedimentos, com base nos dados de LOE, que formaram parte de uma topossequência de solos buscando entender as causas de sua deposição.

## **Aspectos Ambientais**

### *Localização*

A área de estudos situa-se na alta bacia do Rio Preto, onde está localizado o Parque Estadual do Rio Preto, no município de São Gonçalo do Rio Preto (7984 a 7996 KmN e 668 a 680 KmE), Serra do Espinhaço Meridional – MG (Figura 1). Corresponde a uma colina onde foi implantada uma topossequência de solos. A morfologia e a evolução da vertente foram estudadas por Michelon (2011).

### *Clima e Vegetação*

Segundo a classificação de KÖPPEN e GEIGER (1928), a região apresenta o clima Cwb caracterizado por verões brandos e úmidos e invernos mais frescos e secos. A precipitação média anual varia de 1250 a 1550 mm, e a temperatura média anual situa-se na faixa de 18°C a 20°C (NEVES, S. C.; ALMEIDA ABREU, P.A. e FRAGA, L.M.S., 2005). Nesse ambiente, desenvolvem-se os seguintes tipos de vegetação: Floresta Estacional

Semidecidual; Cerrado, que aparece em suas subdivisões: Cerrado Típico, Cerrado Ralo e Cerrado Rupestre e Formações Campestres, que ocorrem na forma de Campo Limpo Seco, Campo Limpo úmido e Campo Rupestre (BENITES, V.M., 2003; RIBEIRO, 2004).

### *Geologia, Geomorfologia e Solos*

A Serra do Espinhaço é o grande divisor hidrográfico interposto entre as bacias do centro-leste brasileiro e a do rio São Francisco e constitui, em Minas Gerais, um conjunto de terras altas, com forma de bumerangue (SAADI, A., 1993). É a formação pré-cambriana mais extensa do território brasileiro. Alonga-se por cerca de 1200 km na direção norte-sul (ALMEIDA-ABREU, P.A. e RENGER, F.E., 2002) e tem convexidade orientada para oeste (SAADI, 1995). Apesar de ser formada por apenas um processo geotectônico, possui dois compartimentos completamente diferenciados do ponto de vista lito-estrutural e morfológico (SAADI, 1995): meridional (SSE-NNW) e setentrional (SSW-NNE), separados por uma zona deprimida alongada de direção SE-NW. Está assentada sobre rochas que compõem o Supergrupo Espinhaço – rochas quartzíticas, predominantes e subordinadas rochas filíticas, conglomeráticas e vulcânicas de caráter básico e ácido (ALMEIDA-ABREU, P.A., 1995). Desenvolvem-se, sobre a litologia, superfícies escalonadas, sub-horizontais e conformam glaciais com vertentes longas de baixa declividade, interrompidas por vales fluviais encaixados e por cristas quartzíticas que podem apresentar aspecto ruiforme e colinas (ALMEIDA-ABREU P. A. & RENGER, F. E., 2002). A cobertura pedológica é formada por Neossolo Litólico Psamítico, típico associado a afloramentos de rochas; Neossolo Quartzarênico típico; Organossolo Mésico Sáprico típico e Latossolos (SILVA, A. C., 2005).

Na alta bacia, área de estudos, a morfo-estrutura é formada por relevos residuais como inselbergues ou maciços rochosos, seguidos por amplos glaciais levemente dissecados que se conformam em espigões entre as drenagens. Tais espigões perdem suas continuidades à medida que a dissecação aumenta na direção da jusante, dando lugar a relevos de colinas (NASCIMENTO, N.R. et.al., 2010).

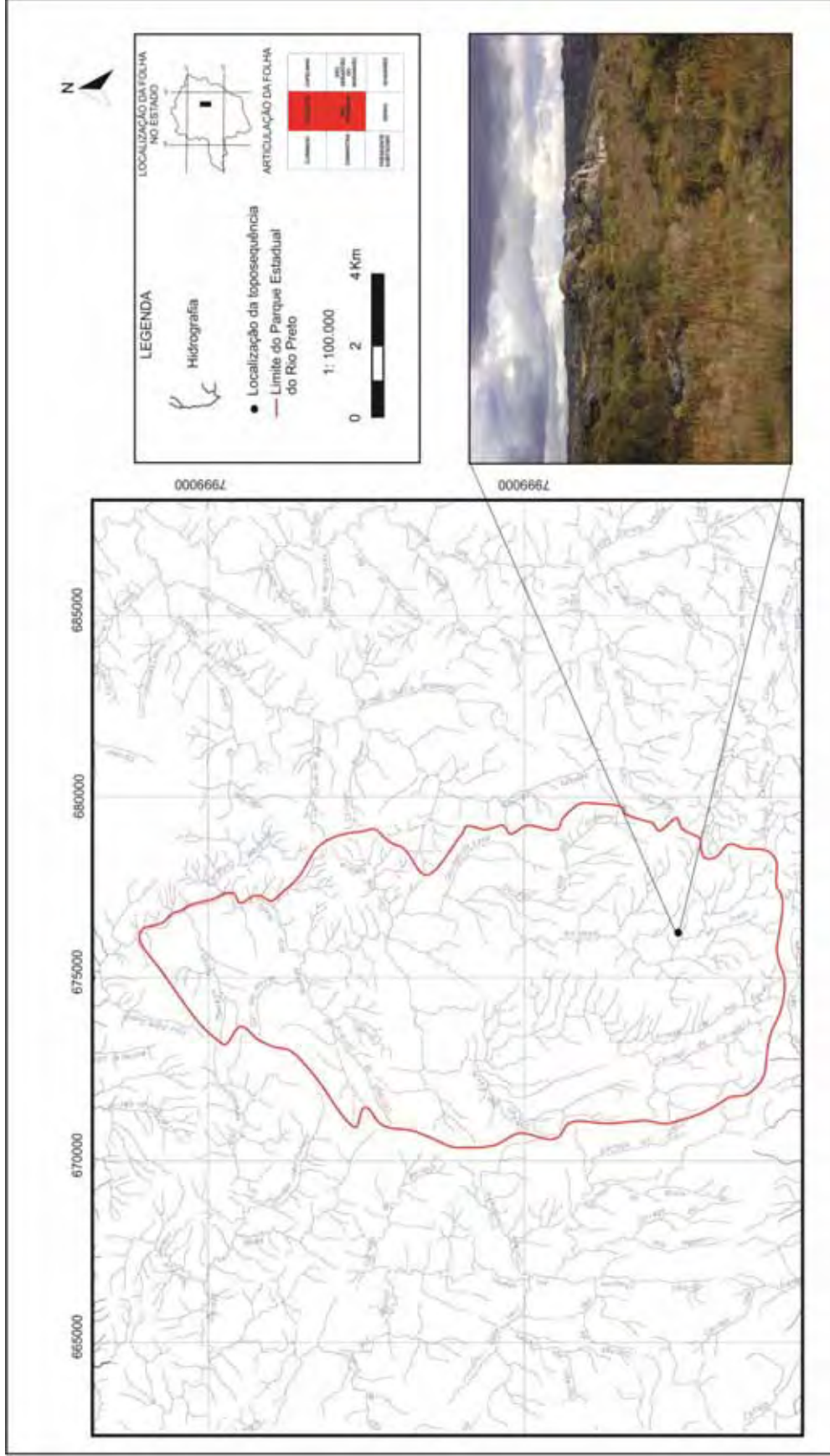


Figura 1 - Localização da área de estudos.

## Métodos Empregados

A análise foi realizada na FATEC (Faculdade de Tecnologia de São Paulo), campus de São Paulo, no Laboratório de Vidros e Datação, sob coordenação do Prof. Dr. Márcio Yee. Cinco amostras foram feitas pelo protocolo MAR e onze, pelo protocolo SAR. Foram coletadas dezesseis amostras nos três compartimentos da topossequência, nos perfis 2, 3, 4 e 6 e, em diferentes profundidades.

As amostras para análise de luminescência foram coletadas utilizando-se tubos de PVC, com diâmetro de 5 cm e comprimento de 30-40 cm, que foram inseridos horizontalmente em cada horizonte do perfil de solo descrito e amostrado em trincheira, e indicada a direção da inserção sobre os tubos. Os tubos foram vedados com plástico preto para evitar contato com qualquer tipo de luz.

No laboratório, os tubos foram abertos em ambiente de luz vermelha a partir da extremidade interna, na inserção indicada. Posteriormente, o material passou por um tratamento químico com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%), sendo que as lavagens intermediárias foram efetuadas com água destilada. Após o tratamento químico, as amostras foram secas e peneiradas em uma faixa granulométrica entre 100 – 160 µm (100 – 60 Tyler), obtendo-se assim material natural (quartzo/feldspato) isento de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea.

A partir da amostra de material natural, foi separada uma porção que foi submetida à radiação solar por um período de aproximadamente 20 dias para decaimento residual (TL/OSL). Desta porção, foram separadas várias amostras que foram irradiadas (fonte de <sup>60</sup>Co (455Ci)) em várias doses pré-definidas (Gy), que estavam próximas à dose acumulada natural, para montagem da curva de calibração.

A determinação da dose acumulada natural ou Paleodose (P) foi realizada em equipamento TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc. O método utilizado para a determinação de Paleodose foi o da regeneração total. Primeiramente, foram utilizados ácidos fluorídrico (HF) e clorídrico (HCl) para remoção de matéria orgânica, óxidos e hidróxidos de ferro e carbonatos (Mejdahl 1979) e politungstato de sódio (SPT em inglês) para separar apenas os grãos de quartzo dos minerais pesados e feldspatos. A seguir, a amostra foi separada em aproximadamente seis partes, e uma foi submetida à leitura de luminescência para obtenção da luminescência natural, e as outras partes foram expostas à luz solar por cerca de 16 horas para LOE. Em seguida, as amostras foram irradiadas para receber doses conhecidas de radiações ionizantes e finalmente são

medidas às razões TL/LOE. Medidas adicionais foram realizadas com LERI para identificar contaminação com feldspato em análises de quartzo.

Para o cálculo da idade, foram obtidos os valores de P (Paleodose), pela intersecção da curva de calibração com a linha que representa a luminescência natural, das doses anuais, através da determinação dos teores de  $U_{235}/U_{238}$  e  $Th_{232}$  por espectroscopia- $\gamma$  da própria amostra, utilizando-se detectores de germânio. As variações foram corrigidas através da leitura da dose teste (T), que foi sempre constante em cada ciclo. Com o gráfico de calibração pronto, o valor da taxa  $Ln/Tn$  (a luminescência natural contida na amostra pela luminescência teste) foi inserido, para encontrar o valor da dose acumulada natural no cristal,  $De$ .

A idade (I) foi calculada dividindo  $De$  por T, este é encontrado através dos valores de concentração dos isótopos radioativos do U, Th e K, além da contribuição da radiação cósmica. Esses valores foram determinados através de espectroscopia gama.

Ressalta-se que a idade média encontrada pela técnica de LOE é o momento no qual a amostra foi exposta, por um longo tempo, à luz solar pela última vez.

$$I = \frac{D_e}{T_\beta + T_\gamma + T_{\text{raios cósmicos}}}$$

A determinação da dose anual foi realizada em equipamento Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (detector: NaI – TI). As amostras, sem nenhum tratamento, foram colocadas em um recipiente plástico com dimensão de 5 cm de diâmetro e 2 cm de altura) em um espectrômetro para coleta de dados por 24 horas. Este equipamento fez uma varredura completa de energia e forneceu uma relação de contagem versus Energia.

Após a coleta de dados, a partir do gráfico de contagem versus energia, foram extraídos os valores de intensidade de contagem referentes à energia dos elementos U, Th e K. Levando em conta também a radiação cósmica, calculou-se então a dose anual usando a equação:

$$\text{Idade (anos)} = \frac{\text{Dose Acumulada Natural (Gy)}}{\text{Dose Anual (Gy/ano)}}$$

## Resultados

### *Diferenciações Verticais e Horizontais da Topossequência de Solos*

A figura 2 representa os solos distribuídos em uma topossequência com 180 m de extensão e altitude de 1352 m (na montante) a 1344 m (na jusante). Da trincheira 1 a 3, a morfologia da encosta apresenta forma convexa; de 3 a 6, a morfologia se apresenta ligeiramente côncava. Os horizontes estudados foram agrupados em dois sistemas de solos – laterítico e podzolizado. No entanto, devido à complexidade dos materiais, os horizontes foram divididos em três compartimentos, denominados I, II e III. A vegetação que recobre os solos da topossequência é do tipo campos de altitude.

A topossequência de solos apresenta complexidade em relação aos materiais que deram origem aos solos: metarenito intercalado com filito, na montante do compartimento I; metarenito micáceo na jusante do compartimento I e parte do II, e materiais heterogêneos, supostamente de transporte que formam o compartimento III. Os horizontes de alteração preservam a textura e a estrutura do metarenito intercalado com filito. Neste horizonte, na trincheira 1, há um veio de quartzo fragmentado que reflete uma textura grosseira aos materiais de alteração os quais permanecem até o limite com o metarenito micáceo (Figura 2).

Os materiais de alteração a partir do metarenito micáceo também preservam a textura e a estrutura da rocha, mantendo bandas micáceas e pequenos veios de quartzo. Em direção ao topo, a estrutura vai se tornando maciça, e os materiais tornam-se levemente siltosos. No compartimento I, os horizontes de alteração preservam a textura petrográfica e litológica do metarenito intercalado com filito e do metarenito micáceo. Na base dos horizontes de alteração, a granulação é fina, e predominam minerais de argila cauliníticos bem cristalizados, traços de gibsitita, goethita e hematita. A transição para o veio de quartzo é abrupta. A granulação mais grosseira se deve à fragmentação do veio. Sobre os horizontes de alteração, há um horizonte formado por cascalho heterogêneo composto por quartzo ferruginizado, fragmentos de couraça ferruginizada e quartzitos. Esses cascalhos encontram-se em meio a uma matriz que possui textura arenosa e estrutura granular. A mineralogia é caulinítica e gibsitica. Em direção à jusante deste compartimento, a espessura dos cascalhos diminui até desaparecer no perfil 3. Este horizonte cascalhento, de montante para jusante, não possui a

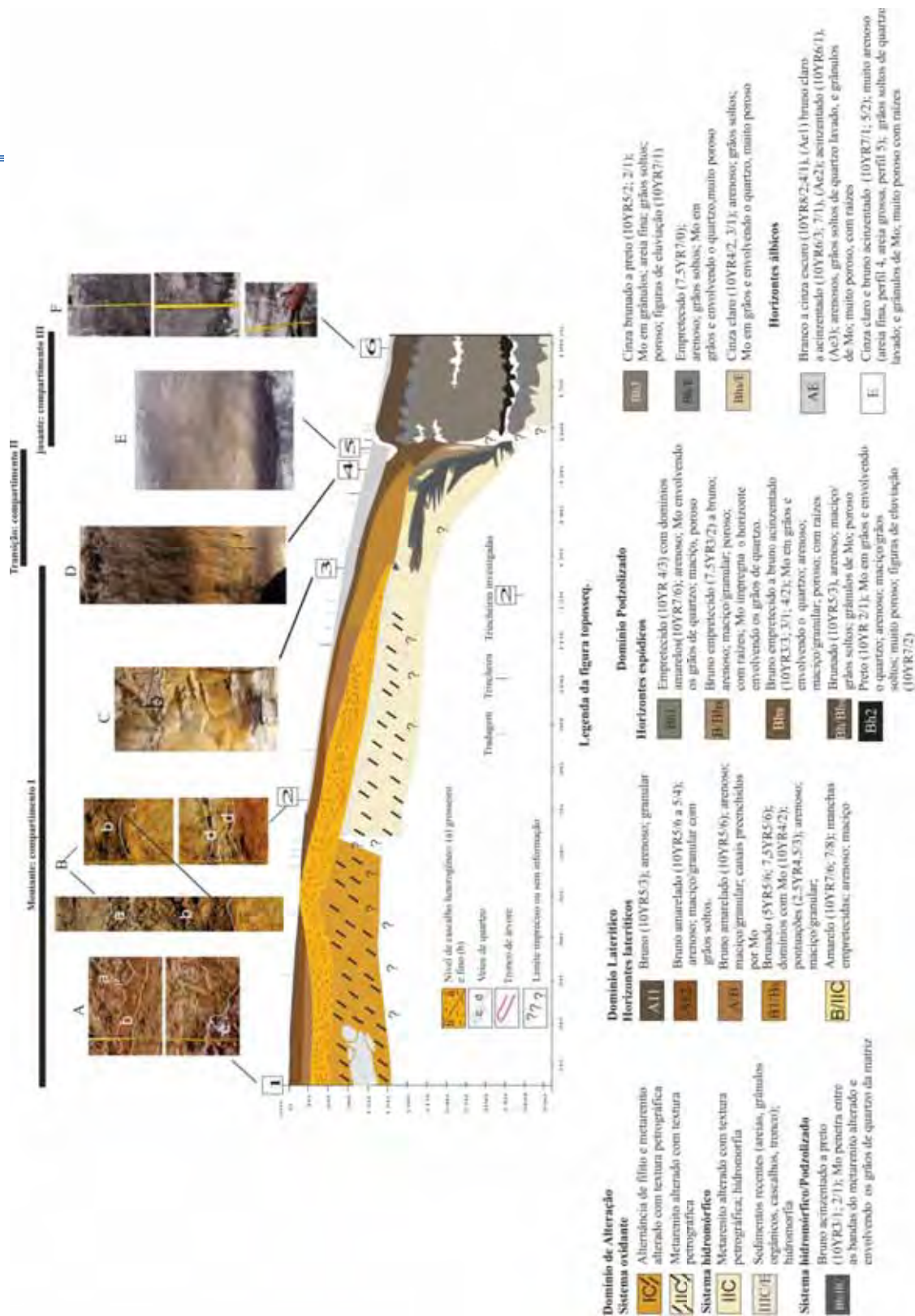


Figura 2 - Morfologia da Topossequência de solos da Alta Bacia do Rio Preto.

mesma profundidade. A partir do perfil 1, este horizonte sofre um “soerguimento”; um ponto antes do perfil 2 aflora na superfície e, em seguida, sofre um “abaixamento” até o perfil 3, onde desaparece. Esta forma influencia a espessura e diferenciação do solum sobreposto a ele: pouco espesso na parte mais alta do cascalho para mais espesso quando distante da porção alta do cascalho. A transição do horizonte cascalhento para o solum é nítida. Na montante, domina a cor brunada (10YR 5/6), enquanto na jusante o vermelho-amarelado (5YR 4/6) se destaca. A estrutura passa a grãos soltos na direção do topo dos perfis, assim como há a presença de grânulos de matéria orgânica que ficam mais expressivos na direção de jusante. Na montante, a mineralogia é composta por caulinita e gibsitita; no entanto, os picos reduzem na direção da superfície, indicando destruição. Os solos são classificados como Ferralic Cambisols (IUSS WorkingGroup WRB, 2006). No Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006), esses solos são classificados como Latossolo Amarelo.

No compartimento II, o horizonte de cascalho desaparece e a hidromorfia passa a atuar nos horizontes de alteração da rocha. De fato, nos horizontes de alteração, a mineralogia é composta apenas por caulinita e traços de goethita. A gibsitita é ausente. Tal diferenciação mineralógica indica que as condições pedo-ambientais são diferentes no sistema da alteração (hidromorfia) e no sistema solo (lateritizante), que possui gibsitita em sua composição. Há o aparecimento de horizontes espódicos que se superimpõem a um Ferralsol (IUSS WorkingGroup WRB, 2006) ou Latossolo, segundo Embrapa (2006). Neste compartimento, a distribuição dos horizontes é caracterizada por uma sucessão de horizontes fortemente impregnados por material orgânico intercalado por horizontes minerais, não orgânicos (Figura 2). O desaparecimento do horizonte de cascalho e o surgimento do horizonte B sugerem que havia um ressalto da topografia, portanto uma configuração de vertente diferente do atual. Além disso, a gênese dos horizontes deste compartimento ocorreu a partir da rocha *in situ*, diferentemente do que ocorreu com o compartimento I. Os dados morfológicos e a distribuição de metais pesados serviram para corroborar esta hipótese levantada por Michelin (2011). A matéria orgânica que impregna os horizontes de superfície é diferente da matéria orgânica que impregna os horizontes de alteração. A matéria orgânica que impregna os horizontes superficiais é incorporada a partir da superfície. Nos horizontes de alteração, a matéria orgânica ocupa os espaços entre as bandas do metarenito micáceo e envolve os grãos de quartzo na forma de película, formando os horizontes Bh/IIC e Bh1. Isso sugere que a impregnação ocorreu acompanhando as flutuações do lençol, levando a hidromorfia dos materiais. De fato, neste compartimento, não há horizontes eluviais que justifiquem a migração vertical da matéria orgânica. Portanto, os horizontes de alteração são impregnados

por migração lateral, provavelmente ligada à flutuação do lençol freático. Na superfície dos perfis, a iluviação, que já teve início no compartimento I, responde pela formação de um conjunto de horizontes arenosos, muito porosos, com grãos soltos de quartzo lavado e matéria orgânica granular que ocupa os interstícios entre os grãos.

No compartimento III, há considerável acumulação de matéria orgânica em todo o perfil 6 e o aparecimento de horizontes álbicos incipientes, permitindo a classificação dos solos como Podzóis (IUSS Working Group WRB, 2006), ou Espodosolos conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). Este compartimento é formado por um conjunto de horizontes impregnados por material orgânico recente, pois o mesmo está localizado na base de uma encosta, muito próximo a um pequeno rio. Na base da encosta, no perfil 6, foi encontrado um pequeno tronco e seixos rolados. A estrutura plano-paralela dos sedimentos indica aloctonia do material. Os horizontes são formados por uma série de bandas de material arenoso e organo-mineral. A mineralogia é composta por caulinita e gibsitita, indicando que o material depositado provém de outra fonte, ou seja, não é a rocha que formou a base dos compartimentos I e II. Além disso, a pedogênese responde pelo desaparecimento de tais minerais da base do perfil. A presença do tronco e a estrutura do horizonte permitem afirmar que o material é alóctone. A partir do horizonte IIIC/E, em direção ao topo do perfil, sucede-se uma série de horizontes espódicos (Bh2, Bh3, Bh/Bhs) intercalados por horizontes álbicos (Bh/E, E, AE), pouco desenvolvidos, porosos, arenosos e com grãos de quartzo lavado. Na base do perfil, a presença da água do lençol, de coloração empregada, reafirma a dissolução e transporte da matéria orgânica. No entanto, no topo do perfil, a matéria orgânica é incorporada por movimentação vertical. No compartimento II, a impregnação de matéria orgânica na base dos solos é causada, possivelmente, à expansão das condições hidromórficas em direção da montante.

A descrição e a análise dos dados granulométricos, químicos e mineralógicos podem ser melhor estudadas em MICHELON, C.R., 2011.

### *Luminescência Opticamente Estimulada*

A tabela 1 apresenta os resultados das doses anuais, acumuladas e a idade para as amostras da topossequência. A distribuição das idades, pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada, segundo os perfis e profundidade na topossequência de solos, está apresentada na figura 3. As idades vão do Pleistoceno Superior ao Moderno.

Tabela 1–Resultados dos teores de Tório (Th), Urânio (U), Potássio (K), doses anuais, acumuladas e idades, segundo os perfis e horizontes.

Perfil	Profundidade (cm)	Horizonte	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{ano}$ )	Dose Acumulada (Gy)	Idade (anos)
1	15	A12	3,784 $\pm$ 0,136	1,899 $\pm$ 0,228	0 $\pm$ 0	1,020 $\pm$ 70	4,1	4.000 $\pm$ 500
1	34	A/B	5,182 $\pm$ 0,187	2,023 $\pm$ 0,168	0 $\pm$ 0	1,160 $\pm$ 60	5,3	4.500 $\pm$ 500
1	59	Cascalho	7,436 $\pm$ 0,268	1,944 $\pm$ 0,191	0,646 $\pm$ 0,094	1,970 $\pm$ 160	25,5	13.000 $\pm$ 1.700
		Heterogêneo						
1	80	IC - Alteração	6,596 $\pm$ 0,237	1,962 $\pm$ 0,219	0 $\pm$ 0	1,250 $\pm$ 75	118,00	95.000 $\pm$ 10.500
2	12	A12	2,434 $\pm$ 0,088	1,311 $\pm$ 0,004	0 $\pm$ 0	770 $\pm$ 7	7,65	10.000 $\pm$ 600
2	51	Cascalho	14,879 $\pm$ 0,536	7,420 $\pm$ 0,165	1,056 $\pm$ 0,153	4,300 $\pm$ 240	188,0	43.000 $\pm$ 4.500
		Heterogêneo						
3	19	Bhs	2,177 $\pm$ 0,078	1,520 $\pm$ 0,212	0,578 $\pm$ 0,084	1,400 $\pm$ 150	23,8	17.000 $\pm$ 2.500
3	62	Cascalho de Veio	2,532 $\pm$ 0,091	1,228 $\pm$ 0,110	0 $\pm$ 0	760 $\pm$ 35	38,8	51.000 $\pm$ 5.000
4	16	A/E	3,296 $\pm$ 0,119	2,306 $\pm$ 0,052	0 $\pm$ 0	1,100 $\pm$ 25	3,26	3.000 $\pm$ 210
4	36	Transição Bhs e B1/Bs	3,864 $\pm$ 0,139	2,661 $\pm$ 0,104	0 $\pm$ 0	1200 $\pm$ 35	5,3	4.300 $\pm$ 350
4	104	Bh/IIC	4,188 $\pm$ 0,151	1,851 $\pm$ 0,195	0,463 $\pm$ 0,067	1,500 $\pm$ 130	50,0	33.000 $\pm$ 4.500
6	70	Bh1	3,349 $\pm$ 0,121	1,897 $\pm$ 0,058	0 $\pm$ 0	990 $\pm$ 25	3,17	3.200 $\pm$ 250
6	107	E	3,918 $\pm$ 0,141	1,133 $\pm$ 0,026	0 $\pm$ 0	840 $\pm$ 20	3,83	4.500 $\pm$ 350
6	252	Transição Bh/E e Bh3	2,703 $\pm$ 0,097	0,868 $\pm$ 0,033	0 $\pm$ 0	680 $\pm$ 15	6,77	10.000 $\pm$ 750
6	268	Transição Bh3 e IIC/E	0,880 $\pm$ 0,032	0,357 $\pm$ 0,017	0 $\pm$ 0	410 $\pm$ 7	6,67	16.300 $\pm$ 1.000
6	Cascalho	Seixos Rolados	0,494 $\pm$ 0,018	0,125 $\pm$ 0,119	0 $\pm$ 0	320 $\pm$ 30	179,0	560.000 $\pm$ 84.100

Nos horizontes de superfície dos perfis datados 1 e 4, as idades são mais recentes:  $4.000\pm 500$  anos no horizonte A12 e  $4.500\pm 500$  anos no horizonte A/B do perfil 1 e  $3.000\pm 210$  no horizonte A/E e  $4.300\pm 350$  anos na transição entre os horizontes Bhs e B1/Bs do perfil 4 (Figura 3).

Nos horizontes de superfície dos perfis datados 2 e 3, as idades podem ser consideradas mais antigas se comparadas aos perfis anteriores:  $10.000\pm 600$  anos no horizonte A12 do perfil 2 e  $17.000\pm 2.500$  no horizonte Bhs do perfil 3 (Figura 3).

Em subsuperfície, nos perfis 1, 2 e 3 do compartimento 1, as idades são mais antigas:  $13.000\pm 1.700$  no horizonte do cascalho heterogêneo e  $95.000\pm 10.500$  anos no horizonte de alteração da rocha do perfil 1;  $43.000\pm 4.500$  anos no horizonte do cascalho heterogêneo do perfil 2 e  $51.000\pm 5.000$  anos no horizonte do cascalho heterogêneo do perfil 3 (Figura 3).

A idade de  $33.000\pm 4.500$  identificada para o perfil 4 encontra-se no meio do horizonte Bh/IIC e refere-se ao horizonte de alteração da rocha in situ. Por este motivo, tal idade não será considerada na interpretação. O horizonte de superfície pode estar ligado a transporte e tem idade de  $3.000 \pm 240$ .

No perfil 6 do compartimento III, em subsuperfície, os horizontes apresentam idade recente:  $3.200\pm 250$  no horizonte Bh1 e  $4.500\pm 320$  no horizonte E. Nos horizontes mais profundos, a idade é maior:  $10.000\pm 750$  anos na transição entre os horizontes Bh/E e Bh3 e  $16.300\pm 1.000$  anos na transição entre Bh3 e IIC/E. Na base do perfil, a idade dos cascalhos foi a mais antiga de toda a topossequência:  $560.000\pm 84.100$  anos (Figura 3).

Nos perfis 1, 2 e 3, do compartimento I, a idade do cascalho heterogêneo e dos sedimentos finos é mais antiga na montante e mais recente na jusante. Entretanto, no horizonte de alteração, a idade é muito mais antiga do que a idade obtida com o cascalho heterogêneo.

O perfil 6, localizado no compartimento III, apresenta materiais caracterizados como de transporte (MICHELON, C.R., 2011). A presença do tronco corrobora tal hipótese. Neste perfil, observa-se uma diferença muito brusca entre os seixos rolados encontrados na sua base e o horizonte IIC/E, passando de  $560.000\pm 84.100$  anos para  $16.300\pm 1.000$  anos. A grande diferença de idade observada indica que a erosão foi muito ativa, pois não há uma idade intermediária. Um evento muito brusco ocorreu para que tal material fosse retirado como um todo. A partir deste horizonte em direção ao topo, os materiais se tornam cada vez mais recentes. Essa mudança ocorre de modo gradual (Figura 3).

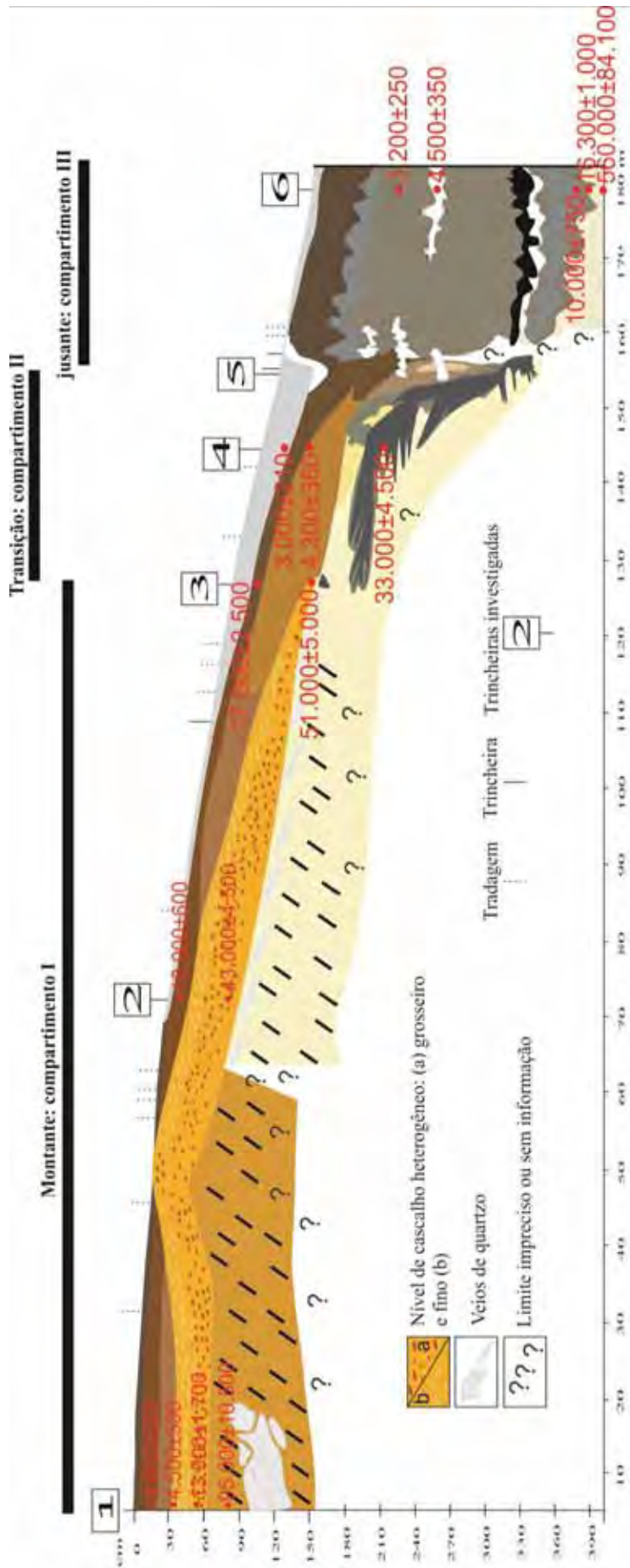


Figura 3 - Distribuição das idades obtidas por LOE, segundo os perfis e profundidade, para a topossequência de solos.

Na superfície, os valores de Tório (Tabela 1) nos perfis 1 e 2, do compartimento I, são semelhantes, indicando que os sedimentos depositados são da mesma fonte. O perfil 3 possui um valor de Tório diferente se comparado aos perfis 1 e 2. Isso indica que os sedimentos provêm de fontes diferentes.

Os valores de Tório encontrados no cascalho heterogêneo do perfil 1 são diferentes dos valores encontrados no perfil 2. Isso indica que os cascalhos, dos dois perfis, foram depositados a partir de fontes diferentes. (AITKEN, 1998; STOKES, S., 1999).

No perfil 4, do compartimento II, os valores de Tório têm uma tendência de diminuição em direção da superfície, indicando que este perfil possui uma mesma fonte, corroborando com a hipótese de que este solo se desenvolveu sobre a rocha *in situ*, como mostrado por Michelin (2011).

Os valores de Tório para o perfil 6, do compartimento III, são diferentes. Os seixos rolados e o material presente na transição entre Bh3 e IIC/E, encontrados na base do perfil, provêm de uma fonte. Os sedimentos que estão acima desta transição apresentam valores de tório mais elevados, indicando outra fonte e/ou frente diferente de deposição dos sedimentos.

Através dos resultados das idades, é possível estabelecer quatro conjuntos de idades dos materiais depositados na topossequência. O primeiro grupo se refere à base do perfil 6, que apresentou a idade mais antiga, datadas do Pleistoceno Inferior ( $560.000 \pm 84.100$  anos). O segundo grupo é composto pelas idades obtidas para o topo do horizonte de alteração do perfil 1, que ficou exposto antes de ser coberto pelos cascalhos, parte do nível do cascalho heterogêneo e do horizonte Bh/IIC, cujas idades variaram de  $95.000 \pm 10.500$  anos a  $51000 \pm 5.000$  anos e datam do Pleistoceno Superior. O terceiro grupo é composto pelo conjunto de materiais cujas idades variaram de  $17.000 \pm 2.500$  a  $10.000 \pm 600$ , que datam do fim do Pleistoceno para o Holoceno. O último conjunto de idades se refere aos materiais depositados mais recentemente, cujas idades variaram de  $4.500 \pm 350$  a  $3.000 \pm 210$  anos e se enquadram no Holoceno.

Analisando os dados das idades distribuídos pela topossequência (Figura 3), é possível analisar que, nos compartimentos I e II, as idades do cascalho heterogêneo e dos materiais finos aumentam de jusante para montante da topossequência. As idades no compartimento III são discrepantes se comparadas com todas as outras amostras na base dos demais perfis: a partir da base e direção ao topo, as idades dos materiais são recentes, semelhantes às encontradas no topo do perfil 4, do compartimento II e do perfil I, do compartimento I.

A figura 4 apresenta os histogramas dos perfis 1, 2 e 3. Os histogramas mostram a flutuação nos valores das idades obtidas por LOE. As idades das alíquotas de quartzo podem

variar mesmo dentro de uma mesma amostra, devido à falta de zeramento homogêneo – durante o transporte, a exposição à luz solar pode ser atenuada, causando diferenças nas idades nos materiais; impurezas nos grãos de quartzo – óxidos; hidróxidos de ferro podem causar mudanças na concentração de elementos radioativos, assim como o intemperismo de um perfil de alteração; a bioturbação e sedimentos depositados pós-evento deposicional (SALLUN, A.E.M., et al., 2007). Os histogramas visualizam melhor a flutuação dessas idades.

No compartimento I, os histogramas do perfil 1, dos horizontes A12 e A/B, mostram que há um hiato deposicional na fase de acumulação dos sedimentos (ausência de Paleodose) (Figura 4). Entretanto, os períodos de maior acumulação se dão em 4 - 5 Gy para o horizonte A12 e 5 - 6 Gy para o horizonte A/B (Figura 4). Os histogramas do perfil mostram que no horizonte A12 o período de acumulação ocorreu entre 6 - 8 Gy, e não se observa um hiato erosivo como verificado para o mesmo horizonte no perfil 1 (Figura 4). O cascalho heterogêneo apresenta maior acumulação de sedimentos entre 180 - 200 Gy, e não se observa um hiato deposicional (Figura 4). No perfil 3, o cascalho heterogêneo possui maior acumulação de sedimentos entre 30 - 40 Gy. O histograma não apresenta um hiato deposicional (Figura 4).

Analisando as paleodoses do cascalho heterogêneo através dos histogramas, verifica-se que a acumulação dos sedimentos ocorreu primeiramente no perfil 3 e, em seguida, no perfil 2 (Figura 4). Neste sentido, o perfil 1 foi o último a receber os sedimentos. Os histogramas dos materiais finos que foram depositados após o cascalho heterogêneo apresentam o mesmo sentido de sedimentação, ou seja, os materiais foram depositados no perfil 3 e, em seguida, no perfil 2. Portanto, a deposição dos sedimentos ocorreu de jusante para montante (Figuras 3 e 4).

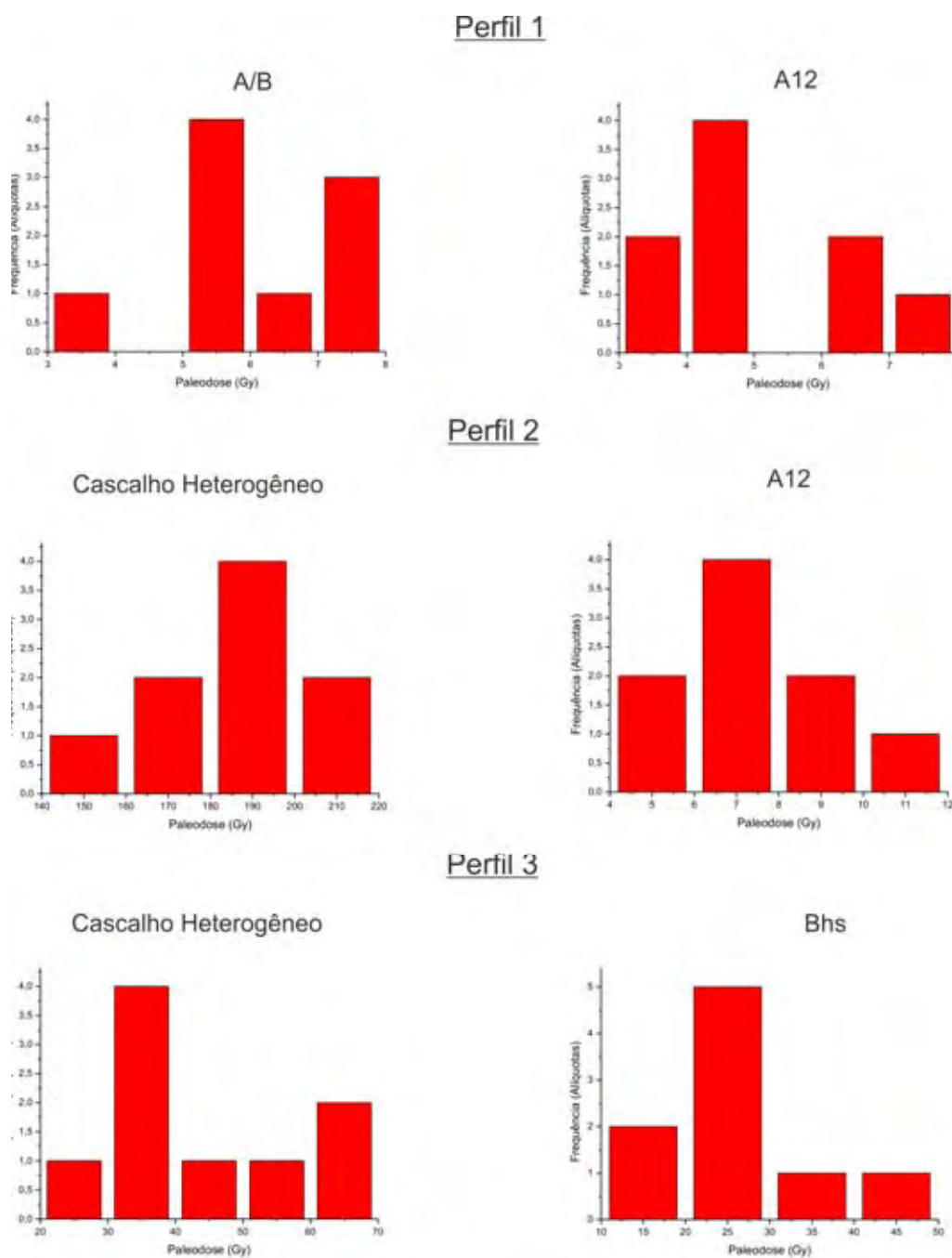


Figura 4 - Histogramas e estatísticas descritivas de alguns perfis de solos analisados por LOE.

### Origem e Evolução da Topossequência de Solos.

No compartimento I, os dados de LOE mostram que a rocha esteve exposta até  $95.000 \pm 10.500$  anos (Pleistoceno Superior). Para que a rocha “in situ” fosse exposta, apenas um processo erosivo seria responsável pelo evento. Parte do compartimento II (perfil 3) também participou do evento erosivo. De fato, a presença do cascalho, sobreposto ao

metarenito alterado e à diferença de idade entre o topo da rocha “in situ” exposta à luz e o cascalho heterogêneo corroboram esta afirmação. Assim, antes de 95.000, um evento erosivo transportou os materiais, expondo a rocha. Tal evento pode ser considerado de grande magnitude, pois conseguiu retirar todo o material acima da rocha e deixá-la exposta. Desta maneira, considera-se que a sedimentação dos cascalhos tenha ocorrido a partir de 95.000, quando a rocha foi exposta à luz pela última vez. No entanto, a deposição dos cascalhos grosseiros ocorreu de duas formas: um conjunto de cascalhos, de uma fonte, foi depositado a partir de 95.000 anos na montante do que é hoje a topossequência de solos (perfil 1), conforme os valores de tório; e, um outro conjunto de cascalhos, de outra fonte, conforme dados de tório, foi depositado na jusante do compartimento I, do perfil 3 em direção ao perfil 2, a partir do Pleistoceno Superior (51.000±5.000 anos – perfil 3). Portanto há duas fases de deposição do cascalho grosseiro: uma primeira deposição foi iniciada a partir de 95.000 na montante e a segunda deposição a partir de 51.000 anos na jusante (perfil 3) e direção de montante (perfil 2). Ressalta-se que, para que o cascalho se acumulasse na área, um evento erosivo estaria ocorrendo, provavelmente, nas porções mais altas. No entanto, para que a deposição de cascalhos ocorresse do perfil 3 em direção ao perfil 2 a topografia da jusante, provavelmente, também diferia da atual. Com o fecho da sedimentação grosseira, inicia-se a sedimentação dos materiais finos. A sedimentação dos materiais finos, segundo os dados de LOE, inicia-se a 17.000 anos no perfil 3 (Pleistoceno Superior). Sua deposição ocorre em direção ao perfil 2, ou seja, de jusante para a montante. A deposição no perfil 2 ocorre no Holoceno. A fonte desses sedimentos provavelmente é a topografia ressaltada na jusante. Ressalta-se que, enquanto os materiais finos já eram depositados na jusante (perfil 3), na montante o cascalho grosseiro ainda era depositado na montante. No perfil 1 a sedimentação dos materiais finos inicia-se no Holoceno e sua fonte é a topografia ressaltada no compartimento I conforme Michelin (2011). A figura 5 ilustra a cronologia dos eventos de erosão e sedimentação para os compartimentos I e II da atual topossequência de solos.

No compartimento III, todos os materiais são considerados alóctones, segundo os dados morfológicos, granulométricos, químicos e mineralógicos obtidos por Michelin, C.R. (2011). A base do perfil, composto por seixos rolados, apresentou a idade mais antiga 560.000±84.100 anos. No entanto, acima destes seixos, o material depositado apresentou uma idade muito mais recente. Isso significa que existe um hiato erosivo entre os seixos rolados e o material sobrejacente. Provavelmente, havia outro material acima dos seixos que foi erodido, entretanto não expôs completamente os seixos a luz solar, pois teria a possibilidade de “zerar” a luminescência acumulada no período anterior. Segundo os dados de LOE, uma



nova acumulação de material passou a ocorrer a partir de  $16.300 \pm 1.000$  anos formando a base do que é hoje, o perfil 6 da topossequência de solos. Essa nova acumulação se inicia no Pleistoceno Superior. Em seguida, a acumulação de material nesta área passa a ocorrer no Holoceno ( $10.000 \pm 750$ ), formando o perfil 6.

Durante a história evolutiva da topossequência, Michelin (2011) afirma que a acumulação da matéria orgânica no compartimento III e seu remonte em direção à montante (base do compartimento II) ocorreu com o represamento da rede de drenagem, ocasionando um processo de podzolização. Após a reabertura da rede de drenagem, os materiais do compartimento III foram erodidos, e uma nova acumulação passa a ocorrer. Após a acumulação, inicia-se o processo de podzolização que se estende até os dias atuais. De fato, a elevada diferença entre a idade dos seixos na base do compartimento III (560.000 anos) e o material fino acima (16.000 anos) permitem afirmar que um evento erosivo retirou o material antigo. Este mesmo evento pode ter contribuído para a instalação da rede de drenagem atual e posteriormente acumulação dos materiais aluviais que deram origem ao perfil 6. Os dados de LOE corroboram as hipóteses de Michelin (2011) e permitem a construção de um modelo para o compartimento III: anteriormente há 560.000 anos havia um material aluvial sobre o compartimento III. A partir de 560.000 anos este material foi erodido e, uma nova acumulação ocorre, provavelmente, com o represamento da rede de drenagem. Este represamento foi responsável pelo remonte do lençol e impregnação de material orgânico na base dos perfis do compartimento II. Após novo processo erosivo a drenagem foi aberta e os materiais erodidos. A partir de 16.000 anos inicia-se nova acumulação de materiais aluviais e, conseqüentemente, um processo de alteração e pedogênese, formando o que é hoje o perfil 6 da topossequência de solos (Figura 6). O processo de alteração e pedogênese dos sedimentos, aliados às condições de umidade, permitiram a formação de horizontes espódicos e horizontes com acumulação de material orgânico, caracterizando esses solos como Espodossolos (Figura 6).

Analisando os compartimentos como um todo, verifica-se que houve um evento erosivo que expôs a rocha na montante, em idade que não se pode precisar, mas antes de 95.000 anos. Após tal evento, materiais alterados vindos de um sistema laterítico, uma vez que foram encontrados restos de couraça ferruginosa laterítica, foram depositados sobre a rocha. Na jusante, compartimento II, essa sedimentação só ocorreu a partir dos 51.000 anos. Na montante, a rocha possui uma idade de exposição mais recente do que os seixos do perfil 6. A sedimentação fina nos compartimentos I e II ocorreu ao mesmo tempo que no

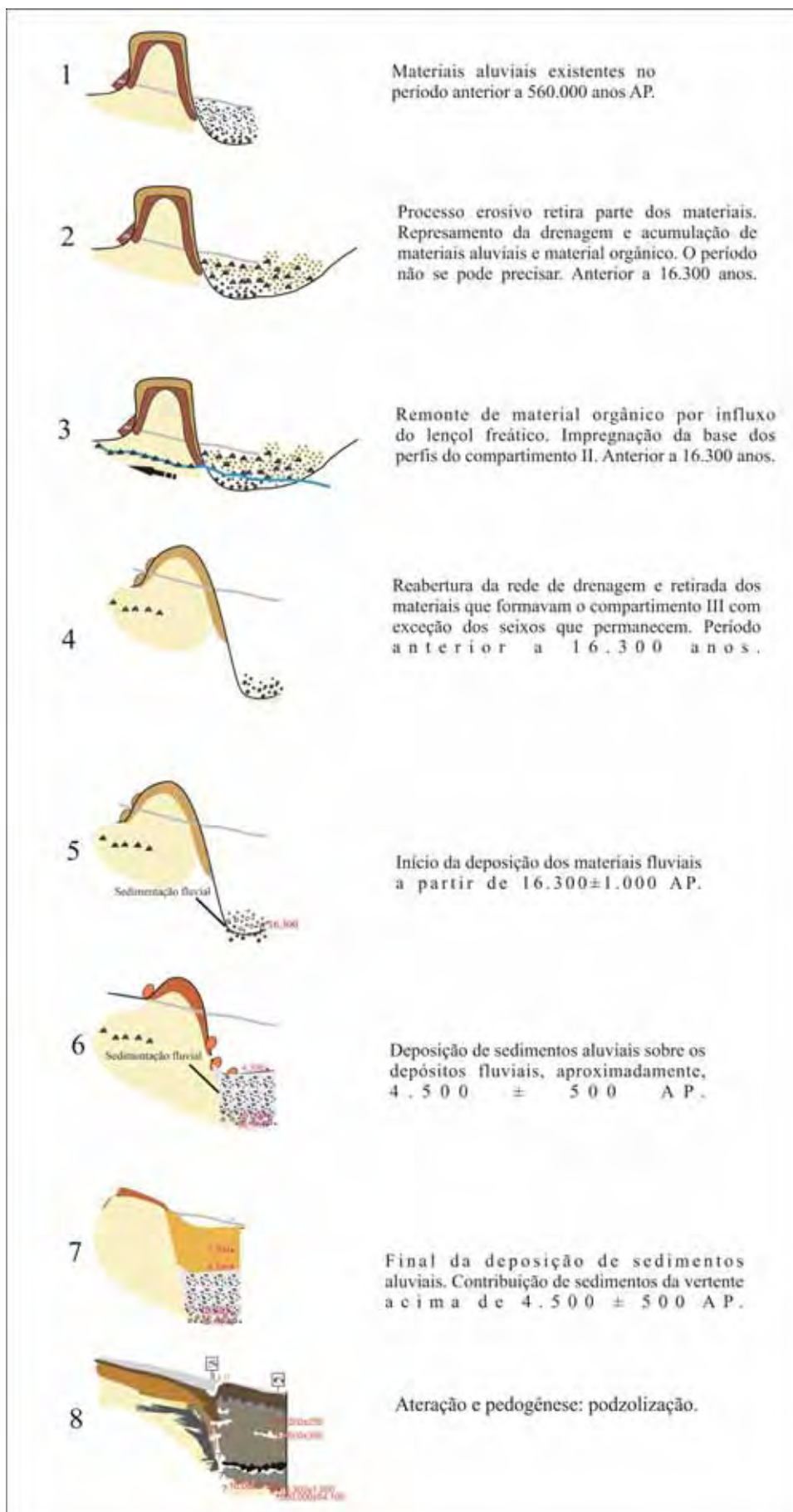


Figura 6 – Modelo de evolução da jusante da topossequência de solos.

compartimento III; inicia-se a deposição dos materiais finos pelo rio. Essa deposição ocorreu pela abertura da rede de drenagem (Figuras 5 e 6).

A origem e evolução da encosta na qual se formou a topossequência de solos estudada estão ligadas a processos de erosão e de sedimentação que ocorreram na área, provavelmente, a partir do Pleistoceno Inferior (inferência feita a partir dos cascalhos 560.000 anos), conforme dados obtidos por LOE. O evento erosivo que transportou os materiais foi ligado à movimentação da encosta. Estudos realizados na região de Gouveia e na borda leste do Planalto Meridional também indicaram fases de coluvionamento e presença de linhas de pedra (SAADI e VALADÃO, 1987; SAADI, A., 1991, 1993, 1995; FERREIRA, 2002;). Segundo os autores, essas fases de coluvionamento e presença das linhas de pedra são indicativas de erosão ocasionadas por eventos tectônicos. Tanto na região de Gouveia quanto na borda leste do Planalto, diversas falhas têm sido reconhecidas (SAADI e VALADÃO, 1987; SAADI, A. 1995).

Segundo Saadi (1995), existem marcas de fenômenos climáticos nas características sedimentológicas e mineralo-químicas, de todos os depósitos cenozoicos, mas estas marcas são de ambientes quentes e úmidos, ou seja, clima tropical. No entanto, o fato de não encontrar provas de períodos climáticos mais secos não significa que não tenham realmente ocorrido nesta parte do território brasileiro. Suas marcas podem ter sido apagadas pelo voraz intemperismo dos períodos úmidos (SAADI, A., 1995). Para Saadi (1995), os eventos tectônicos são responsáveis pela formação do relevo da região. Corrêa e Fonseca (2010) analisaram lineamentos de drenagem e de relevo para caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da Bacia do Rio Preto, na Serra do Espinhaço e área de estudo deste trabalho. Segundo os autores, grande parte dos lineamentos de drenagem é orientada por falhas no sentido SE-NW, que refletem orientação do principal lineamento da região. Levando-se em conta o regime de tensões neotectônicas, a coincidência dos traços, principalmente nos canais de primeira, segunda e terceira ordem – pode indicar possíveis reativações neotectônicas (FONSECA, D.N. e CORRÊA, A.C.B. , 2010). Na área da alta cabeceira do Rio Preto (área de estudos), o predomínio dos lineamentos está na direção NE e NW devido a uma predominância maior da estrutura como controladora da rede de drenagem, na qual alguns cursos são encaixados em falhas existentes.

## **Conclusão**

A encosta estudada é muito complexa. Através dos estudos morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos, foi possível identificar a origem dos materiais que compõem a topossequência e entender seu funcionamento atual, dividindo-a em três compartimentos. Cada compartimento foi minuciosamente estudado sugerindo um modelo evolutivo para a topossequência de solos. Os dados obtidos por LOE corroboram que parte da encosta - compartimento I e parte do compartimento III - foi formada por materiais alóctones. Os dados mostraram também que a diferença das idades na base do compartimento III são reflexos de eventos erosivos.

Embora diversos estudos mostrem que durante o Pleistoceno Superior e o Holoceno mudanças climáticas ocorreram em diversas regiões do Brasil, os dados obtidos por LOE mostram que a linha sobre a neotectônica seria a mais aceitável para os processos erosivos que transportaram os materiais antigos da topossequência e permitiram uma nova acumulação de sedimentos e, posteriormente, sua alteração e pedogênese.

## **4 CRONOLOGIA DAS MATÉRIAS ORGÂNICAS E PASSAGEM DA VEGETAÇÃO DE FLORESTA AO CAMPO DE ALTITUDE DURANTE O QUATERNÁRIO E EM UMA TOPOSEQUÊNCIA COM SISTEMAS LATERÍTICO-PODZOL NO ESPINHAÇO MERIDIONAL – MG.**

### **Introdução**

Dentre todas as teorias geomorfológicas sobre a gênese e evolução do relevo, a teoria do aplainamento climático proposta por Millot (1977) e a evolução geoquímica dos solos como um dos fatores de abaixamento das superfícies têm sido estudadas por diversos autores (LUCAS, 1989; NASCIMENTO, et.al., 2005; NASCIMENTO e BUENO, 2007). Segundo Lucas (1989), a gênese e o funcionamento dos solos têm influência sobre o desenvolvimento das formas de relevo e, automaticamente, da paisagem. Contribuições importantes foram feitas por Nascimento et.al. (2005) em estudo realizado no Parque Nacional do Jaú, na Média Bacia do Rio Negro. Analisando a transição de dois sistemas de solos, verificaram que a intensa liberação de Fe, Si e Al é responsável pela ruptura de declive (passagem do convexo para o côncavo) e expansão das depressões sobre os platôs (NASCIMENTO, N.R., 2005). No decorrer da evolução dos materiais das alterações e dos solos, estes guardam as marcas dos processos e mecanismos que os formaram e os transformaram; assim, servem como indicadores para discernir entre mecanismos passados dos atuais (BUENO e NASCIMENTO, 2007).

O carbono é incorporado ao solo a partir da matéria orgânica, respiração das plantas e da atividade microbiana. Seus isótopos, à medida que são incorporados e permanecem no solo, podem ser paleoindicadores, ou seja, guardam os sinais de vegetação passada e suas idades, permitindo inferências climáticas. Diversos autores têm utilizado a fração humina da matéria orgânica, a composição isotópica e dados palinológicos para analisar possíveis mudanças climáticas no território brasileiro (LEDRU, M.P., 1993; GOUVEIA, S.E.M., et.al., 1997; BEHLING, H., 1998; BOUTTON, T.W., 1996; PESSENDA, L.C.R., et.al., 1996, 1998; PESSENDA, L.C.R., et.al., 2004) e em outros países (KRULL, et.al., 2006; LIU, W. et.al. 2006). Estudos geomorfológicos (AB´SABER, 1965; 1982; BIGARELLA e ANDRADE-LIMA, 1982) indicaram dois períodos secos no passado, na região Central do Brasil: um muito severo durante o Pleistoceno e outro menos intenso durante o Holoceno. Em Minas

Gerais, utilizando técnicas diversas, diferentes autores identificaram paleoclimas úmidos com episódios mais secos (TURCQ, B. et.al., 1987; SUGUIO, et.al. 1993 e SILVA, et.al., 2004). Turcq et.al. (1987) forneceram os primeiros dados de geocronologia datando um terraço do córrego da Sepultura em 31.950 anos BP (datação por radiocarbono de madeira fossilizada em argilas orgânicas). Campos (2009) verificou a presença de um clima úmido na APE Pau-de-Fruta, no Espinhaço Meridional – MG. Depósitos orgânicos em terraços fluviais na região de Gouveia (Minas Gerais) situados a 1.100 m de altitude têm idades entre  $20.870 \pm 360$  e  $31.950 \pm 450$  anos. Esses depósitos indicam paleoclima mais úmido (SUGUIO, K. et al., 1993). De fato, clima mais úmido tem sido sugerido para latitudes intertropicais (VAN DE HARMMEN, 1974) durante o período 30.000 – 20.000 anos AP. Em Salitre de Minas, estudos realizados por Pessenda et al. (1996), usando isótopos de carbono ( $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ ), mostraram fases climáticas muito secas entre 11.000 e 10.000 AP e entre 6.000 e 4.500 anos AP; fases secas entre 7.500 e 6.000 anos; entre 4.200 e 3.500 anos AP; entre 2.700 e 2.000 anos AP; entre 1.500 e 1.200 anos AP e entre 700 e 400 anos AP. No entanto, as tentativas de reconstituição da sequência climática do Pleistoceno tardio e do Holoceno na região Sudeste foram, em sua maioria, realizadas em depressões, ambientes preferenciais para deposição de materiais orgânicos de diferentes idades (LEDRU, 1993; LEDRU, et al., 1996; BEHLING, 1995 e PESSENDA, et al., 1996). Silva et al. (2004) analisou dois perfis de solos na Serra São José (Minas Gerais), situada a 1.350 m de altitude, e concluiu que as idades radiocarbônicas estão relacionadas com alternâncias climáticas pleistocênicas e holocênicas. No entanto, são poucos os trabalhos realizados na Serra do Espinhaço Meridional, buscando elucidar inferências paleoclimáticas. O objetivo deste trabalho é analisar a composição isotópica das matérias orgânicas presentes nos solos de uma topossequência e identificar suas idades, para entender a passagem da floresta ao campo de altitude e extrair seu significado paleoclimático.

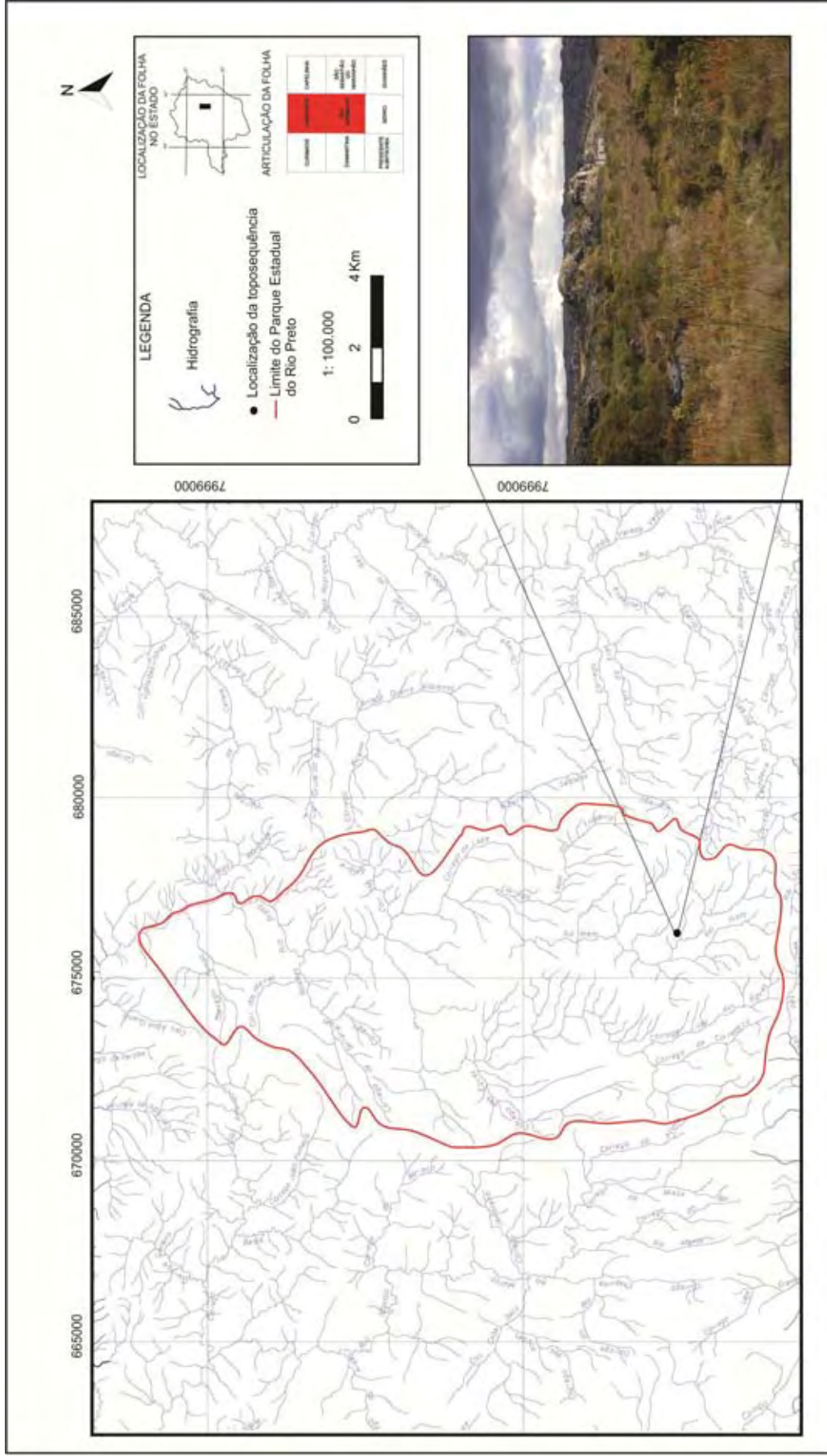
### **Aspectos Ambientais**

A Serra do Espinhaço representa a faixa orogênica pré-cambriana mais extensa e contínua do território brasileiro. Alonga-se por cerca de 1200 km na direção norte-sul (ALMEIDA-ABREU, P.A. e RENGGER, F.E., 2002) e tem convexidade orientada para oeste (SAADI, 1995). Apesar de ser formada por apenas um processo geotectônico, possui dois compartimentos completamente diferenciados do ponto de vista lito-estrutural e morfológico (SAADI, 1995): meridional (SSE-NNW) e setentrional (SSW-NNE), separados por uma zona

deprimida alongada de direção SE-NW. Sobre esses compartimentos, desenvolvem-se superfícies escalonadas, sub-horizontais que conformam glaciais com vertentes longas de baixa declividade, interrompidas por vales fluviais encaixados e por cristas quartzíticas que podem apresentar aspecto ruiforme e colinas (ALMEIDA-ABREU P. A. & RENGER, F. E., 2002). A diversidade de solos é reflexo das características geológicas e geomorfológicas existentes na região. A cobertura pedológica predominante é formada pelo Neossolo Litólico Psamítico típico associado a afloramentos de rochas e, em menor proporção, o Neossolo Quartzarênico típico e o Organossolo Mésico Sáprico típico, associados à vegetação de cerrado e turfeira, respectivamente. Os Latossolos estão associados às áreas de florestas estacionais semidecídua e cerrado (SILVA, A. C., 2005).

Nessa área, um sítio foi escolhido para o estudo (Figura 1). A localização desse sítio é na alta bacia do Rio Preto (7984 a 7996 KmN e 668 a 680 KmE), localizada no Parque Estadual do Rio Preto. Segundo a classificação de KÖPPEN e GEIGER (1928), a região apresenta o clima Cwb caracterizado por verões brandos e úmidos e invernos mais frescos e secos. A precipitação média anual varia de 1250 a 1550 mm, e a temperatura média anual situa-se na faixa de 18°C a 20°C (NEVES, S. C.; ALMEIDA ABREU, P.A. e FRAGA, L.M.S., 2005).

As formações vegetais do Parque Estadual do Rio Preto, segundo Ribeiro (2004), podem ser classificadas em três fisionomias principais: Floresta Estacional Semidecidual; Cerrado, que aparece em suas subdivisões - Cerrado Típico, Cerrado Ralo e Cerrado Rupestre - e Formações Campestres, que ocorrem na forma de Campo Limpo Seco, Campo Limpo úmido e Campo Rupestre (RIBEIRO, 2004). Os campos rupestres são encontrados em regiões cujas altitudes variam de 800 a 1200 m. No território brasileiro, os campos rupestres ocupam as áreas mais elevadas da Serra do Espinhaço até a Chapada Diamantina, na Bahia (MESSIAS, et.al., 1991; RIBEIRO, L., 2004). Nesta fisionomia, há predominância de vegetação de porte herbáceo-arbustivo, podendo apresentar, eventualmente, indivíduos com altura de até dois metros de altura. É uma vegetação que apresenta inúmeras características xeromórficas como folhas pequenas, espessadas e coriáceas. Vários estudos indicam as famílias Orchidaceae, Bromeliaceae, Poaceae, Apocynaceae, Cyperaceae, Velloziaceae, Asteraceae, Melastomataceae Fabaceae, Eriocaulaceae e Guttiferae como predominantes (CONCEIÇÃO, GIULIETTI e MEIRELLES, 2007 e OLIVEIRA-FILHO e FLUMINHAM-FILHO, 1999). Gavilanes e Brandão (1991) e Carvalho (1992) consideram os campos de altitude pertencentes ao campo rupestre.



IBGE. COLEÇÃO DE MAPAS. ANEXO DE COORDENADAS GEAOMÉTRICAS DAS FOLHAS 823-CA-CACAPAVA E 24-23-2-CA-PR. VERSÃO 1:100.000. Edições/Ano: 1984/2011. Curitiba: Brasil, 2011.

Figura 1 - Localização da área de estudos.

Na alta bacia, área de estudos, a morfo-estrutura é formada por relevos residuais como inselbergues ou maciços rochosos, seguidos por amplos glaciais levemente dissecados que se conformam em espigões entre as drenagens. Tais espigões perdem suas continuidades à medida que a dissecação aumenta na direção da jusante, dando lugar a relevos de colinas (NASCIMENTO, N.R. et.al., 2010). Em uma colina, foi implantada uma topossequência que se constitui em um modelo para o desenvolvimento deste trabalho (Figura 2).

## **Materiais e Métodos**

Estudou-se o carbono orgânico, a idade da fração humina ( $^{14}\text{C}$ ) e a composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) de uma topossequência de solos formada por materiais distintos: um primeiro compartimento cujos horizontes da base são originados a partir da alteração da rocha (metarenito intercalado com filito) e os horizontes superficiais originados a partir de materiais alóctones, sendo que um nível de cascalho separa os dois conjuntos; um segundo compartimento formado por horizontes que se desenvolveram a partir da rocha (metarenito micáceo), com forte impregnação de material orgânico, tanto nos horizontes de alteração quanto nos horizontes superficiais e um terceiro compartimento formado por materiais alóctones fortemente impregnados por material orgânico em todo o perfil do solo (MICHELON, C.R., 2011). As amostras foram coletadas nos horizontes de maior concentração orgânica e no período seco. Os dados da análise de Carbono Orgânico foram determinados pelo método de Walkley-Black, segundo o procedimento usado no Laboratório de Solos da Universidade Federal de Viçosa.

### Composição Isotópica

Foram analisadas 24 amostras para carbono, visando a obtenção da razão isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ), em Espectrômetro de Massa de razão isotópica estável de fluxo contínuo delta plus (ThermoFinnigan / Bremen, Alemanha) acoplado a um Carlo Erba Elemental Analyzer (EA11HNS-O-Itália), no Laboratório de Isótopos Ambientais, Universidade de Waterloo – Canadá. Para tais análises foram necessárias 40 g de TFSA de cada amostra, peneirada a 0,200 mm.

Os resultados foram corrigidos com as normas da AIEA, nitrogênio N1 e N2 AIEA (ambos com sulfato de amônio) e as normas da AIEA, CH6 carbono (açúcar), EIL-72 (celulose) e EIL-32 (grafite).

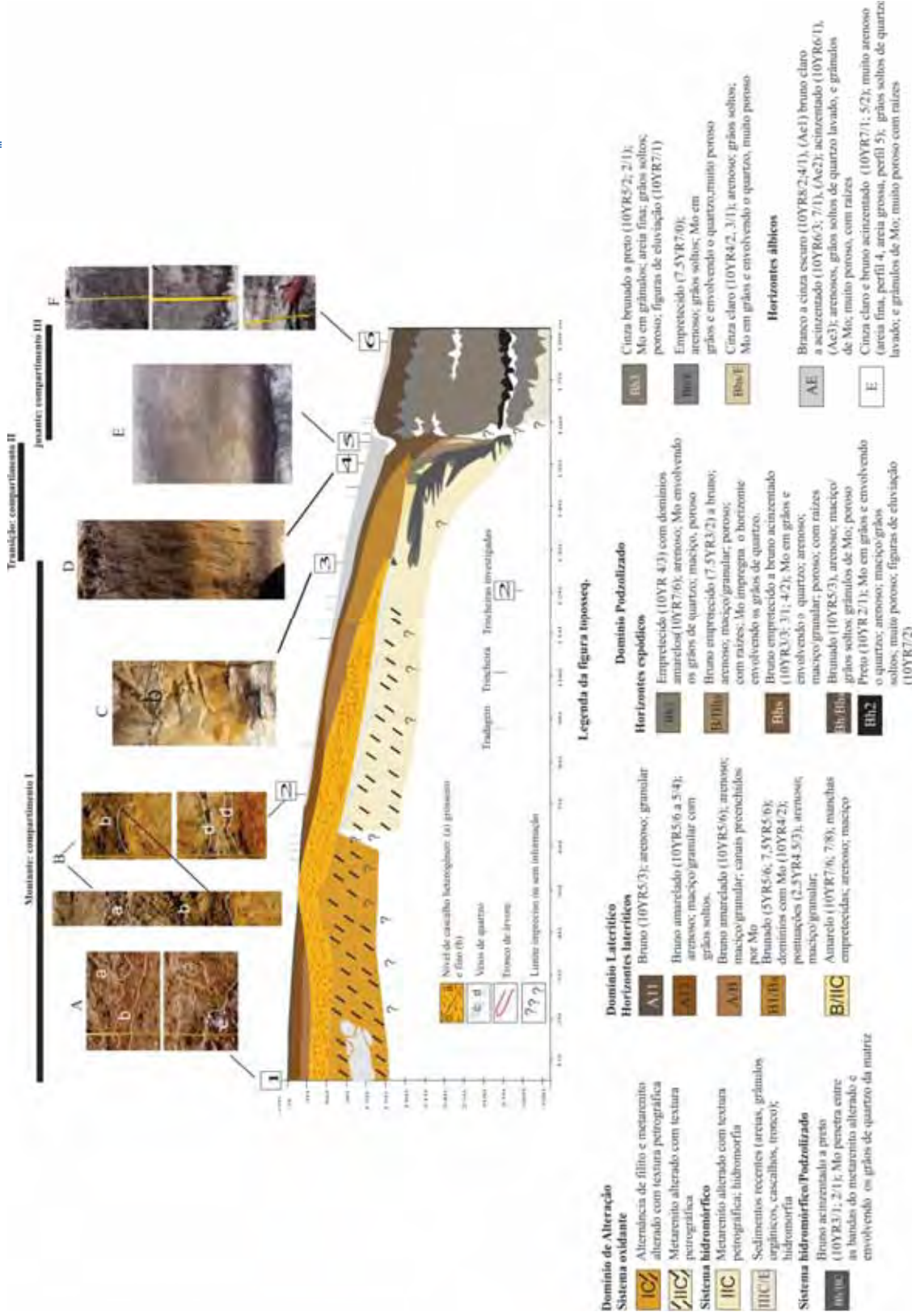


Figura 2 – Toposequência de Solos, segundo Michelon (2011).

O carbono possui um erro padrão de  $\pm 0,2\%$ . Dependendo da homogeneidade, tipo e quantidade da amostra utilizada na análise, este erro pode ser aumentado. A repetição é realizada para uma representação mais fiel dos resultados (DRIMMIE, R.J.; HEEMSKERK, A. R.; CHAPMAN, B. e ARAVENA R., 1990).

#### Análise de $^{14}\text{C}$

O pré-tratamento das amostras para  $^{14}\text{C}$  foi baseado em GOUVEIA, S.E.M.; PESSEDA, L.C.R. e ARAVENA, R. (1999). O pré tratamento consiste nas seguintes etapas: fracionamento granulométrico para obtenção da fração 0,200 mm e extração química da humina para retirada de ácidos fúlvicos, húmicos e contaminação do ar atmosférico. Foram analisadas 8 amostras de solos e uma amostra de tronco.

#### Fracionamento Granulométrico

Partindo-se de 2000 g de TFSA submeteu-se a amostra a um fracionamento granulométrico utilizando-se um agitador automático contendo sucessivamente peneiras de 1 mm, 0,5 mm e 0,200 mm, durante 30 minutos, obtendo-se quatro frações. As respectivas frações foram submetidas a flotação para a eliminação de resíduos orgânicos vegetais, constituídos principalmente por pequenas raízes em recipientes contendo 2 litros de solução de HCl 0,01 M. O processo se repetiu até observar-se a ausência de qualquer resíduo no sobrenadante. As frações maiores que 0,200 mm foram submetidas a desagregação em frascos plásticos com água destilada e esferas de vidro, em agitador rotativo por um período de duas horas. Obteve-se a fração menor que 0,200 mm por peneiramento úmido com água destilada. Após a sedimentação, descartou-se o sobrenadante e a amostra foi colocada em bandejas de alumínio, identificadas, para secar em estufa por um período de 48 horas.

#### Extração Química da Humina

A partir de 2000 g de solo na fração menor do que 0,200 mm obtida pelo fracionamento granulométrico, iniciou-se o pré-tratamento com 10 litros de HCl 0,5M a  $80^{\circ}\text{C}$  por 4 horas, onde foram eliminados materiais leves em vias de humificação. Procedeu-se a lavagem do solo com água destilada, em recipientes de 2 litros, para eliminação do ácido do tratamento e compostos não humificados até atingir pH 4. Em seguida submeteu-se a amostra a uma lavagem com uma mistura de 10 litros de solução de pirofosfato de sódio e hidróxido de sódio 0,1 M, pH 13, até o sobrenadante apresentar-se com tonalidade clara. A amostra foi lavada com água destilada até atingir pH 4, iniciando-se a hidrólise ácida com 10 litros de

solução de HCl 3 M por um período de 12 horas a 100°C, com o objetivo de eliminar resíduos orgânicos (gorduras, resinas, proteínas e contaminação com CO<sub>2</sub> atmosférico). Em seguida, lavou-se a amostra até atingir pH 4. As mesmas foram acondicionadas em bandejas de alumínio a 40°C por 48 horas. Em seguida as amostras foram embaladas em sacos plásticos com as respectivas identificações.

Devido a baixa concentração de carbono das amostras da fração humina, o material foi enviado para o Laboratório de Isótopos Ambientais, Universidade de Waterloo – Canadá para coleta de alíquotas de CO<sub>2</sub> após a combustão das amostras de humina e análise do <sup>14</sup>C por AMS (Accelerator Mass Spectrometry).

#### Pré-tratamento para o tronco

O pré-tratamento foi realizado pelos técnicos do Laboratório de Isótopos Ambientais, Universidade de Waterloo – Canadá.

Foram removidos, com auxílio de uma pinça, a casca, fragmentos de raízes e outros resíduos. A madeira foi cortada em cavos e lavada com água deionizada para remover poeira e lama. Em seguida a amostra foi submetida a solução de HCl 4% a 60°C por 24 horas para remover carbonatos, ácido fúlvico, resinas e açúcares. Em seguida o sobrenadante foi descartado e a amostra lavada com água deionizada até atingir pH 6,5. A amostra foi submetida a solução de NaOH a 60°C por 24 horas para eliminação dos ácidos húmicos. Posteriormente a amostra foi lavada com água deionizada até atingir pH 6,5. O processo foi repetido para eliminar qualquer CO<sub>2</sub> absorvido. Em seguida o tronco foi lavado até atingir pH 6,5. A amostra foi acondicionada em bandejas de alumínio e levadas a estufa a 40°C.

O gás para obtenção dos dados de <sup>14</sup>C e a Composição Isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ ) foram obtidos por Espectrômetro de Massa (AMS) no Laboratório de Isótopos Ambientais (Environmental Isotope Lab, Department of Earth and Environmental Sciences), na Universidade de Waterloo, Canadá. A leitura do gás para análise da idade do <sup>14</sup>C foi realizada no Centro de Isótopos Naturais - RAFTER, do Instituto de Geologia e Ciência Nuclear (GNS Science), na Nova Zelândia.

## Resultados

### Diferenciação vertical e lateral dos solos na topossequência

As descrições dos solos foram obtidas em Michelin (2011). Trata-se do estudo de solos em topossequência (Fig. 2), cuja encosta é coberta por vegetação de campo de altitude. A encosta tem segmento convexo e levemente côncavo na base. A topossequência é complexa quanto aos materiais de origem dos solos: metarenito intercalado com filito e metarenito micáceo recobertos por material de transporte, que se estendem até o final do terço médio da encosta; metarenito micáceo até o início do terço inferior da encosta e material aluvial até ao final da encosta. Tal complexidade de materiais induziu à divisão da topossequência em compartimentos: I, II e III.

No compartimento I, o horizonte de alteração preserva a textura e a estrutura do metarenito intercalado com filito. Nesse horizonte, na trincheira 1, há um veio de quartzo fragmentado que confere uma textura grosseira aos materiais de alteração, a qual permanece até no limite com o metarenito micáceo (Fig. 2). Os materiais de alteração a partir do metarenito micáceo também preservam a textura e a estrutura da rocha, mantendo bandas micáceas e pequenos veios de quartzo. Sobre o horizonte de alteração do compartimento I há depósitos de materiais alóctones (quartzos ferruginizados e fragmentos de couraça ferruginizada, não compatíveis com a alteração atual, e fragmentos do metarenito) dão origem ao solum. Tal depósito aflora em superfície nas proximidades de 50 m a partir do topo da encosta. Na direção de jusante do compartimento, a espessura do depósito de cascalho diminui até desaparecer no perfil 3 (Fig. 2). A cor dos horizontes do solum grada do brunado ao amarelado, da montante para a direção de jusante do compartimento. Nesse mesmo sentido, grânulos de matéria orgânica tornam-se mais abundantes, enquanto a estrutura passa de maciça a granular e a grãos soltos, da base em direção do topo dos perfis (Fig 2), nos horizontes do solum. Os solos do compartimento foram classificados como Ferralic Cambisols (IUSS WorkingGroup WRB, 2006) ou Latossolo Amarelo (EMBRAPA, 2006).

A diferenciação dos horizontes do compartimento II se deu sobre o metarenito (Fig. 2). Tal compartimento corresponde a uma transição entre o I e o III e trata-se do aparecimento de horizontes espódicos que se superimpõem a um Ferralsol (IUSS WorkingGroup WRB, 2006) ou Latossolo (EMBRAPA, 2006). Nesse compartimento, a distribuição dos horizontes é caracterizada por uma sucessão de horizontes, diferenciados a partir do metarenito, fortemente impregnados por material orgânico intercalado por horizontes minerais não orgânicos desde o

conjunto de alteração do metarenito até o solum (Fig. 2). Nos horizontes de alteração, a matéria orgânica ocupa os espaços entre as bandas do metarenito micáceo e envolve os grãos de quartzo na forma de película, enquanto nos horizontes de superfície, esta MO aparece na forma de grânulos entre os grãos do esqueleto quartzoso.

No compartimento III, há alta acumulação de matéria orgânica em todo o compartimento e o aparecimento de horizontes álbicos incipientes, permitindo a classificação dos solos como Podzóis (IUSS Working Group WRB, 2006) ou Espodosolos (EMBRAPA, 2006). Esse compartimento é formado por um conjunto de horizontes arenosos impregnados por material orgânico, intercalados por horizontes álbicos. Na base do compartimento, foi encontrado um tronco de árvore preservado sobre seixos rolados. Acima do tronco, observa-se um horizonte com estrutura bandada plano-paralela, formado por uma série de bandas de material arenoso e organo-mineral.

### Carbono Orgânico

Na figura 3, apresenta-se a distribuição do carbono orgânico segundo a profundidade para os perfis 3, 4, 5 e 6.

Os maiores teores (24,1 e 22,2 gKg<sup>-1</sup>) de C orgânico estão nos horizontes superficiais do perfil 4. Em todos os perfis, os teores de C orgânico diminuem da superfície para a direção da base, havendo, entretanto, em todos os perfis, expressiva acumulação de C em diferentes horizontes: 8,1 gKg<sup>-1</sup> no Bhs do perfil 3; 5,2 gkg<sup>-1</sup> no Bh/IIC do perfil 4; 8,4 gKg<sup>-1</sup> no Bh/Bhs e 9,5 gKg<sup>-1</sup> nos horizontes Bhs e Bh/IIC, do perfil 5; 14,9 gKg<sup>-1</sup> no Bh/Bhs, 6,7 gKg<sup>-1</sup> no Bh3, 14,2 gKg<sup>-1</sup> no Bh2, do perfil 6 .

As configurações das curvas apresentadas na figura 3 revelam a formação de dois grupos diferentes quanto à distribuição do C orgânico: perfis nos quais o C decresce regular e gradualmente em direção da base, mas apresentando, abruptamente, acumulação nos horizontes espódicos da base, e perfis que mostram mais de um pico de acumulação de carbono em direção da base dos perfis. Assim, os perfis 3 e 4 são similares e enquadram-se no primeiro tipo de distribuição, enquanto o 5 e 6 assemelham-se, mas enquadram-se no segundo tipo de distribuição.

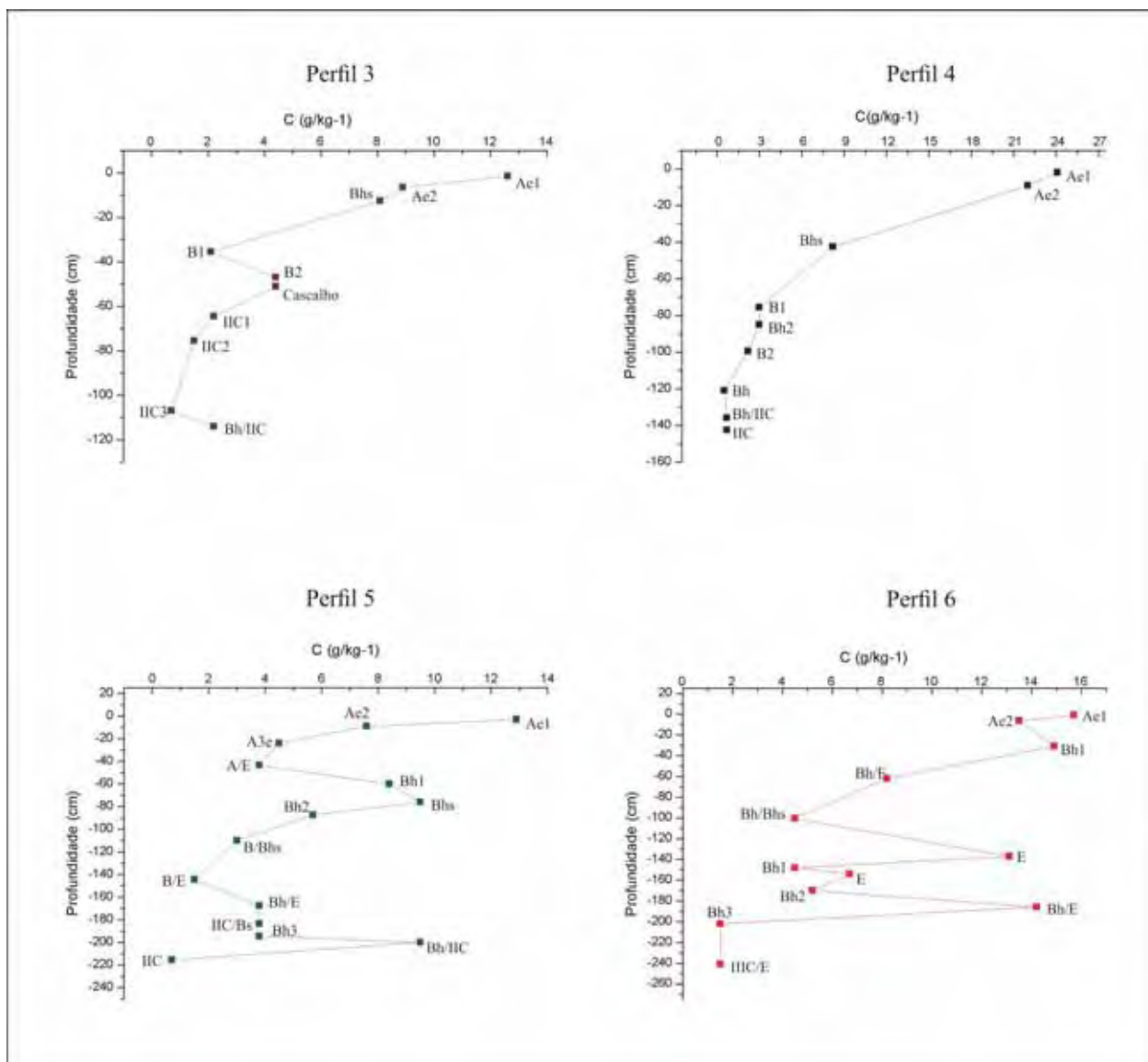


Figura 3 - Distribuição do teor de carbono orgânico segundo a profundidade e os perfis dos compartimentos II e III.

### Datações por $^{14}\text{C}$

Segundo Schwartz (1988), a matéria orgânica apresenta constituintes com graus diferentes de decomposição, o que lhe confere um tempo de residência médio (TRM). De acordo com este princípio, o tempo médio de permanência e/ou residência (TMR) da matéria orgânica corresponde ao início do processo de acumulação. Este tempo é considerado como sendo o dobro da idade obtida por  $^{14}\text{C}$  (SCHWARTZ, D., 1988). Embora o TRM não deva ser usado para idades maiores do que 25.000 anos, considera-se no trabalho para uma das amostras a TRM não como indicador da idade absoluta, mas como marcação de um fenômeno antigo. Assim, serão apresentadas segundo seu tempo de residência médio. A tabela 1 e a figura 4 contêm as idades da fração humina das matérias orgânicas presentes nos perfis da

topossequência. As idades vão do Pleistoceno Superior ao moderno. Nos perfis 4, 5 e 6, que têm o maior número de datações, as idades variam de modernas ao Pleistoceno Superior nos perfis 4 e 5, enquanto no perfil 6, do topo até a base, as idades são consideradas modernas.

**Tabela 1: Distribuição da Idade da Fração Humina, Porcentagem de Carbono Moderno, Tempo de Residência e Razão Isotópica segundo os horizontes e perfis da topossequência.**

<i>Perfil</i>	<i>Horizontes</i>	<i>Prof (cm)</i>	<i>Idade (BP)</i>	<i>% de C moderno</i>	<i>TRM (BP)</i>	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	<b>Repetição <math>\delta^{13}\text{C}</math></b>
3	AE	0-12	- 727 ± 20	108.67±0.26	1454 ± 20	-19,28	-19,42
	Bhs	10-15				-17,78	-17,72
	B1/Bs	15-43				- 17,42	-17,58
	Bh/IIC	85-+129				-23,31	-23,22
	BH/IIC	85-+129				-23,52	-23,48
4	AE1 e AE2	0-12				-18.35	-18.48
	Bhs	14-26	- 717 ± 20	108.53±0.27	1434± 20	-18.33	-18,39
	B1/Bs	60-72				-18,39	-19,00
	Bh1 e	120-132				-23.38	-22.77
	Bh/IIC	133-139	14951 ± 50	15.43±0.1	29902± 50	-27.40	-27,38
5	AE1 a AE3	0-12				-23.30	-23.38
	Bhs	84-96	2473 ± 25	72.96±0.21	4946 ± 25	-20.58	
	B/Bhs	108-120				-21.43	-21.12
	Bhs/E	132-144				-23.52	-23.48
	Bh/IIC	170-182	36200 ± 430	1.1±0.06	72400± 430	-23.80	
	IIC a	192-204				-22.98	
6	AE1 a AE2	0-12				-23.89	-23,56
	Bh/Bhs	12-24	929 ± 20	88.42±0.22	1858± 20	-23.49	-24.02
	Bh3	56-68				-22.97	-23,37
	Bh3	60-72				-23.37	
	Bh3	84-96				-23.40	
	Bh3	156-168	2329 ± 25	74.28±0.21	4658± 25	-23.13	-23,21
	Bh3 a Bh2	172-184				-23.03	
	Bh/E	189-201				-23.64	-23.56
	Bh/E	192-204				-22.57	-22.43
	E	216-228	3015 ± 20	68.2±0.18	6030± 20	-21.55	
	Tronco	268	1646 ± 25	80.88±0.27	3292± 25	-27.47	

Nos horizontes de superfície dos perfis datados, 3, 4 e 6, as idades são mais recentes (Fig. 4): 1454 ± 20 BP, no horizonte AE do perfil 3; 1434 ± 20 BP no horizonte Bhs do perfil 4 e 1858 ± 20 BP no horizonte Bh/Bhs do perfil 6. Nos dois primeiros perfis, a percentagem de carbono recente gira em torno de 108 %, sendo que nos dois horizontes, AE do perfil 3 e

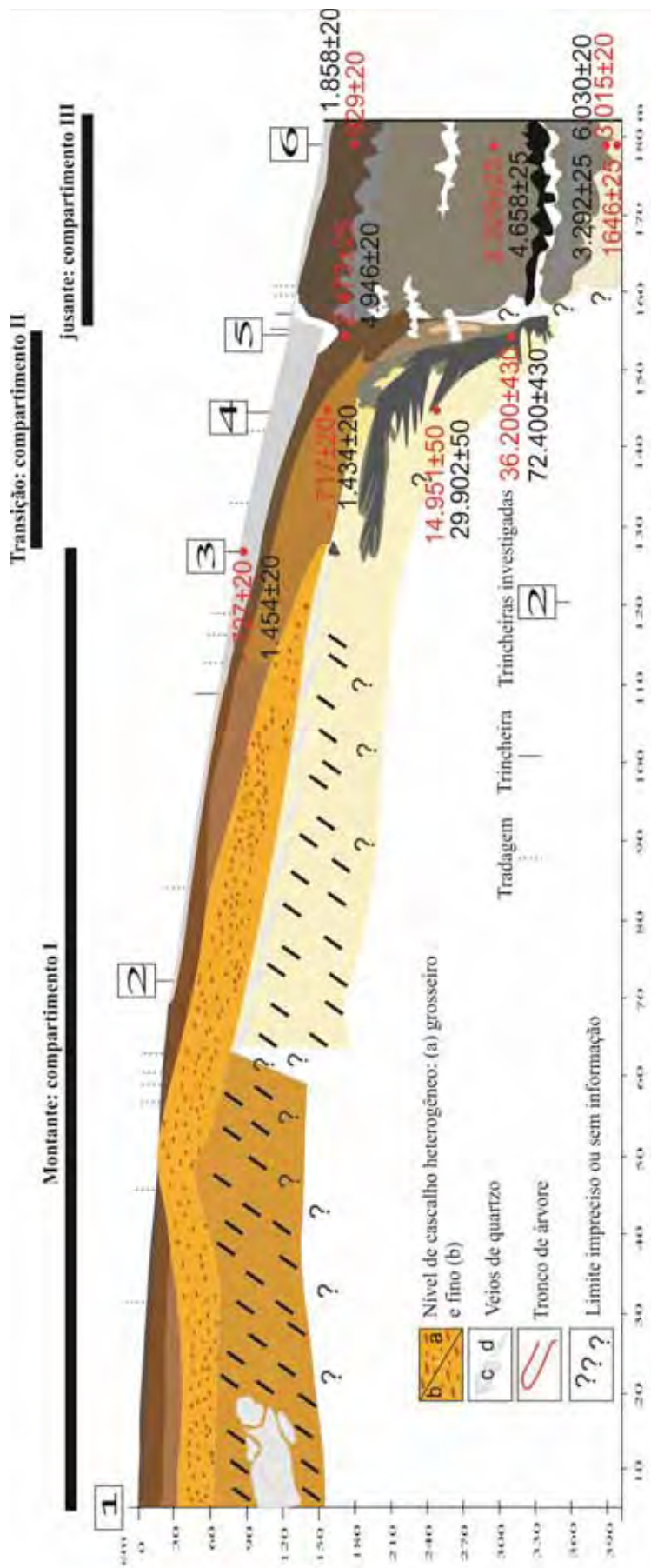


Figura 4 - Idade da Fração Humina por <sup>14</sup>C, de acordo com os horizontes e profundidade. As idades com coloração vermelha indicam a idade da fração humina e as letras com a coloração preta indicam a idade segundo o Tempo de Residência Médio (TRM).

Bhs do perfil 4, registram-se plantas com ciclo fotossintético  $C_4$ . Isso significa que a matéria orgânica é incorporada a partir da superfície e é recente. No perfil 6, a percentagem de carbono recente é de  $88,42 \% \pm 0,22$  no horizonte Bh/Bhs. Nesse mesmo horizonte, os dados da tabela 1 indicam plantas com ciclo fotossintético  $C_3$ .

Em subsuperfície, nos perfis 5 e 6, as idades são (Fig. 4):  $4946 \pm 25$  BP no horizonte Bhs do perfil 5;  $4658 \pm 25$  BP no horizonte Bh3 e  $6030 \pm 20$  BP no horizonte E do perfil 6. A percentagem de carbono recente nesses três últimos horizontes está entre  $74.28 \pm 0.21$  e  $68.2 \pm 0.18$  (Tabela 1). A vegetação aí tinha ciclo fotossintético  $C_3$  (Tabela 1). O tronco, datado na base do perfil 6, tem idade mais recente ( $1646 \pm 25$  BP) do que as matérias orgânicas dos sedimentos localizados acima deste.

Na base dos perfis 4 e 5, no horizonte Bh/IIC, a idade é de  $29.902 \pm 50$  BP no perfil 4 e de  $72.400 \pm 430$  BP, sendo que a percentagem de carbono recente é respectivamente de  $15.43 \% \pm 0.1$  e  $1.1 \% \pm 0.06$  (Tabela 1 e Fig. 4). Nesse horizonte, nos dois perfis, ocorreram plantas de ciclo fotossintético  $C_3$  (Tabela 1).

#### Razão Isotópica $\delta^{13}C$

A figura 5 mostra que os perfis 3 e 4 compõem um conjunto que faz parte do compartimento II, cuja distribuição da  $\delta^{13}C$  se assemelha um com o outro. Nestes perfis, os valores da  $\delta^{13}C$  variam de  $-17,42$  a  $-27,40$  ‰, sendo que os menores valores encontram-se nos horizontes da base dos perfis e tendem a aumentar na direção do topo, passando de  $-23,52$  ‰ no perfil 3 e  $-27,40$  ‰ no perfil 4, atingindo  $-17,42$  no perfil 3 e  $-18,33$  no perfil 4. Os menores valores ocorrem nos horizontes Bh1 e Bh/IIC, enquanto os maiores ocorrem do horizonte AE ao horizonte B1/Bs nos dois perfis (Fig 6), significando uma variação entre matérias orgânicas de plantas de ciclo fotossintético  $C_3$  e  $C_4$  e espécies CAM. Entre os horizontes do topo dos perfis 3 e 4, a variação isotópica é de fraca amplitude e é de  $1,86$  ‰ (perfil 3) e  $0,15$  ‰ (perfil 4). Fracionamentos de fraca e média amplitude ocorrem entre os horizontes da base dos perfis: de  $0,31$  ‰ (perfil 3), de  $4,02$  ‰ (perfil 4). No entanto, a variação isotópica da base em relação ao topo é de forte amplitude, de  $6,10$  ‰ para o perfil 3, e de  $9,07$  ‰ no perfil 4, revelando, portanto, uma passagem abrupta entre as matérias orgânicas de plantas  $C_3$  para  $C_4$ .

Nos compartimentos II e III, é preciso fazer uma distinção entre o perfil 5 e 6, quanto à distribuição dos valores da  $\delta^{13}C$ . A figura 5 mostra que a configuração das curvas do perfil 5

e 6 é diferente. O mesmo ocorre entre a curva do perfil 5 e aquelas dos perfis 3 e 4. Tal fato dá status de transição ao perfil 5. No perfil 5, a  $\delta^{13}\text{C}$  varia de -23,80 ‰ a -20,58 ‰, sendo que os maiores valores estão no horizonte B/Bhs, centro do perfil, formando uma barriga, e os menores nos horizontes do topo e da base do perfil (Figs. 5 e 6). No perfil 6, a  $\delta^{13}\text{C}$  varia de -23,89 ‰ (topo do perfil) a 21,55 ‰ (base do perfil), havendo, portanto, leve aumento dos valores na direção da base do perfil. Em ambos os perfis, os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  revelam matérias orgânicas de plantas de ciclo fotossintético  $\text{C}_3$ . Do horizonte AE ao B/Bhs e do B/Bhs ao Bh/IIC, do perfil 5, o fracionamento é de média amplitude e gira em torno de 3 ‰, enquanto no perfil 6 a amplitude do fracionamento é de 2,34 ‰. Na base do perfil 6, o tronco encontrado apresentou  $\delta^{13}\text{C}$  de -27,47.

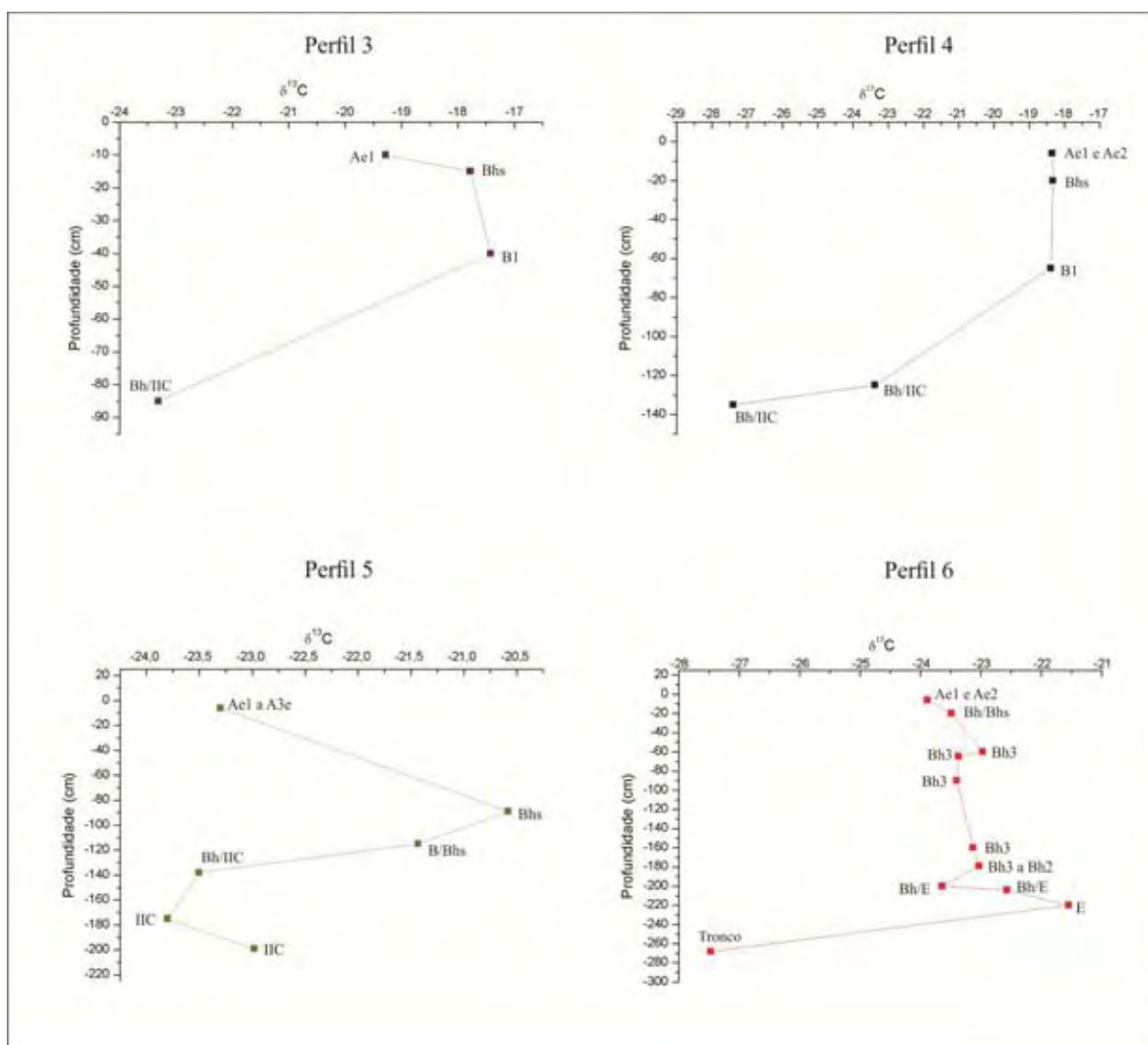


Figura 5 - Configuração das curvas de razão isotópica para os perfis 3, 4, 5 e 6

A figura 6 mostra que, lateralmente, os valores da  $\delta^{13}\text{C}$  diminuem de montante em direção de jusante, passando de matérias orgânicas de plantas com ciclos fotossintéticos  $\text{C}_4$  e espécies CAM nos perfis 3 e 4, a  $\text{C}_3$  nos perfis 5 e 6, nos horizontes de topo, configurando uma amplitude de fracionamento em torno de 5 ‰, enquanto nos horizontes da base de todos os perfis, os valores da  $\delta^{13}\text{C}$  das matérias orgânicas representam plantas de ciclo fotossintético  $\text{C}_3$ . Traçando uma diagonal que vai da base do perfil 5 (horizonte Bh/IIC) ao topo do horizonte IIC, no perfil 3, observa-se que a variação da  $\delta^{13}\text{C}$  se dá em forma de zig-zag, isto é, valores altos intercalam-se a valores mais baixos, revelando matérias orgânicas de plantas com ciclo fotossintético  $\text{C}_3$ .

## **Discussão dos resultados**

### *Evolução da encosta e da topossequência de solos*

A descrição dos solos apresentada por Michelin (2011) dá conta de que a história da evolução da encosta na qual está localizada a topossequência é complexa. Os materiais de origem que compõem cada setor, o intemperismo e a pedogênese que deram formação aos solos imprimiram suas marcas, as quais possibilitaram reconstituir tal história evolutiva. O depósito de cascalho heterogêneo marca, nitidamente, a discordância entre a rocha *in situ* e a parte superior do solo, no compartimento I, indicando, portanto, a fase erosiva e a deposicional, seguidas pela pedogênese dos materiais depositados. Ao contrário, no compartimento II, não foi apontada nenhuma evidência de que os solos deste compartimento tenham sua origem em materiais alóctones. A explicação para tal fato é que a topografia da encosta, anterior à formação dos solos tal como se vê hoje, não tinha a mesma configuração da atual. Michelin (2011) sugere que esse setor da topossequência apresentava-se como um ressalto topográfico em relação aos demais, e que no decorrer da evolução, sob a ação da erosão mecânica, inicialmente, e química decorrente de alteração e pedogênese lateritizante, posteriormente, sofreu gradativamente perda de volume, rebaixamento topográfico com incorporação da várzea à vertente e, finalmente, convexização da encosta. Para o terceiro compartimento, não resta dúvida de que a pedogênese se deu sobre materiais aluviais.

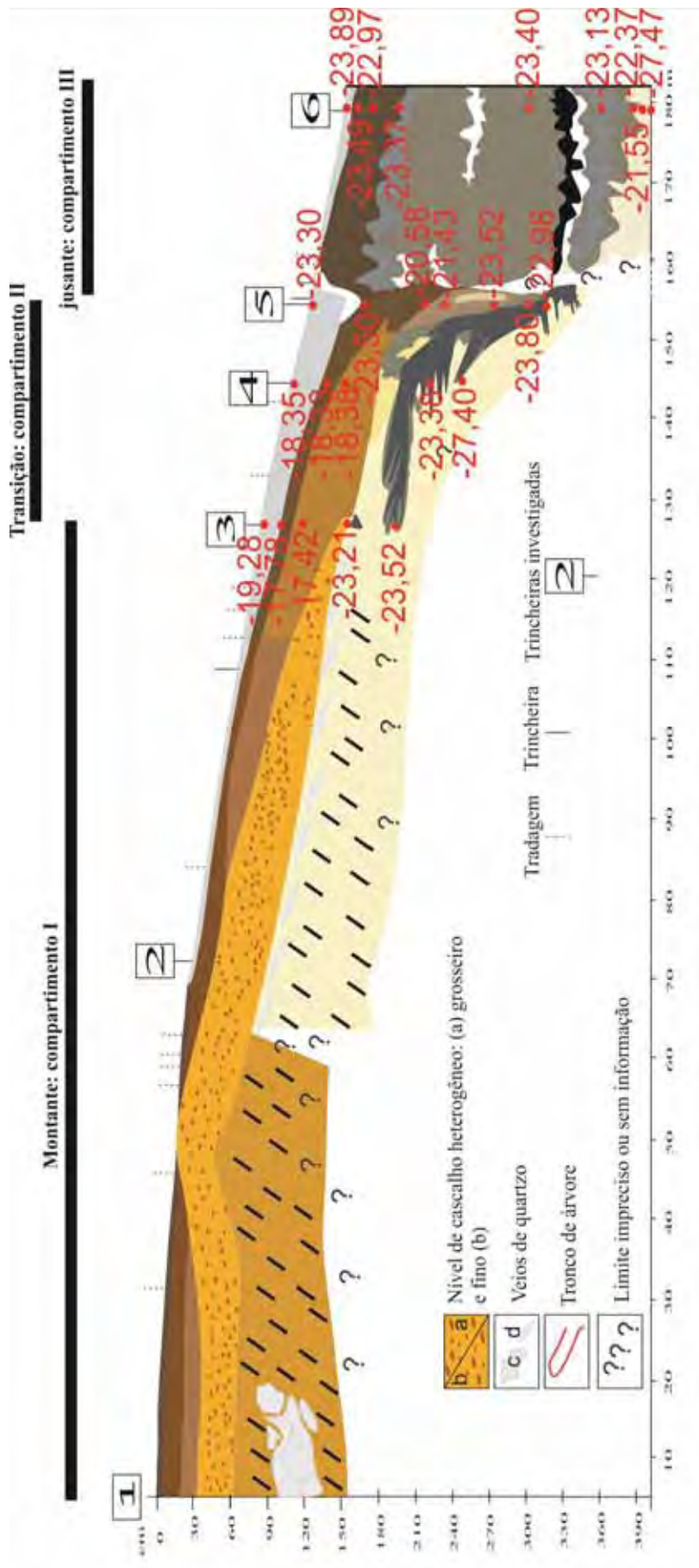


Figura 6 - Distribuição dos valores de composição isotópica, segundo os perfis e profundidade, para a topossequência de solos.

A presença do tronco e estruturas sedimentares na base do compartimento permitem afirmar que o material de formação dos solos é alóctone. A presença de horizontes espódicos superimpondo as estruturas lateríticas no compartimento II anuncia o aparecimento dos espodosolos de jusante do compartimento III. No compartimento II, a alternância entre horizontes espódicos e lateríticos e a ausência de horizontes eluviais não podem justificar a ocorrência de migração vertical de matéria orgânica, sugerindo, portanto, migração lateral. Entretanto, no compartimento III, a alternância de horizontes álbicos e espódicos revela a migração vertical da matéria orgânica.

#### Cronologia e origem das matérias orgânicas

As datações da fração humina obtidas por  $^{14}\text{C}$  revelaram idades fortemente contrapostas entre as matérias orgânicas dos horizontes do topo e aquelas dos horizontes espódicos da base dos perfis 4 e 5, no compartimento II. Tais idades são, também, fortemente contrapostas com aquelas das huminas das matérias orgânicas dos horizontes do perfil 6, compartimento III. Essas oposições revelam forte discordância entre a base e o topo dos perfis do compartimento II e com os horizontes do compartimento III, quanto à distribuição e origem das matérias orgânicas. De fato, a ausência dos horizontes álbicos e a presença de horizontes espódicos referendam tal discordância e reafirmam a possibilidade de migração lateral da matéria orgânica que alimentou a base dos perfis 4 e 5. Por outro lado, a diferença entre a base e o topo do compartimento II é, também, marcada por  $\delta^{13}\text{C}$  opostas, revelando matérias orgânicas de plantas C4 e espécies CAM, nos horizontes do topo, e matérias orgânicas de plantas C3, nos horizontes da base.

As idades obtidas para os horizontes da base Bh/IIC variaram de  $29.902 \pm 50$  BP (perfil 4) a  $72.400 \pm 430$  BP (perfil 5), cuja taxa de carbono recente, muito baixa, demonstra não haver muita mistura com as matérias orgânicas incorporadas, presentemente, aos solos. No perfil 6, as idades da fração humina variaram de  $6.030 \pm 20$  BP a  $1.858 \pm 20$  BP, da base ao topo do perfil, e a taxa de carbono recente, muito alta, contrapõe às encontradas na base do compartimento II. Tais datas apontam, então, que a podzolização da base dos perfis lateríticos remonta ao Pleistoceno, enquanto a superimposição da podzolização sobre os horizontes do topo é um fenômeno moderno.

A grande diferença de idade da fração humina das matérias orgânicas no compartimento II frente às do compartimento III e a contraposição entre as percentagens de

carbono recente sugerem que a fonte de matéria orgânica que acumulou nos horizontes Bh/IIC dos perfis 4 e 5 não é a mesma que está presente no perfil 6 do compartimento III. De fato, datações por LOE dos quartzos dos sedimentos do compartimento III, localizados acima do tronco, revelaram que estes são mais recentes do que as matérias orgânicas da base dos perfis 4 e 5 (Aquino, Nascimento e Michelon, a publicar). Entretanto, a frente de acumulação da matéria orgânica na base dos perfis do compartimento II avançou de jusante para a direção de montante da encosta, isto é, a partir do compartimento III, o que constitui um paradoxo. A única explicação possível é que, à época de acumulação das matérias orgânicas antigas, o compartimento III não existisse da maneira como ele se apresenta hoje. Acumulação de matéria orgânica e ferro por influxo de lençol já foi estudada por Schlichting (1965); Blume (1988) e Kaczorek et al. (2004) e serve de referência à presente situação. O influxo do lençol e conseqüentemente a mobilização da matéria orgânica para a direção do compartimento II só foram possíveis em ambiente fechado, ou seja, a drenagem não estava aberta para liberar as matérias orgânicas na direção dos rios principais, como ocorre no presente. O ambiente na base da encosta se assemelharia, então, ao das turfeiras, como as estudadas por Augustin (1994), Silva (2004d), Campos (2009) e Hórák (2009) na Serra do Espinhaço. Esses autores identificaram idades superiores a 20.000 e 30.000 BP para as matérias orgânicas dessas turfeiras, coerentes com a idade mais antiga obtida para o horizonte Bh/IIC do perfil 5. Tais idades são superiores às das turfeiras encontradas em ambientes temperados ou polares (Martinez-Cortizas et al., 1997, 1999; Shotyk et al., 1998; Jedrysek et al., 2003).

A partir dos horizontes do topo do compartimento II indo na direção dos horizontes do topo do compartimento III, as idades têm pouca variação, tornando-se levemente mais antigas no compartimento III. De montante à direção de jusante da encosta, as idades variaram de  $1434 \pm 20$  BP, no horizonte AE do perfil 3, a  $1858 \pm 20$  BP, no horizonte Bh/Bhs do perfil 6. Da base ao topo do perfil 6, a variação das idades é gradual, partindo de matérias orgânicas mais antigas ( $6030 \pm 20$  BP, no horizonte E) para mais recentes ( $1858 \pm 20$  BP, no horizonte Bh/Bhs). O tronco, de idade mais recente ( $1646 \pm 25$  BP), está abaixo de sedimentos cuja matéria orgânica é mais antiga, o que pode estar indicando a penetração do tronco, por gravidade, dentro dos sedimentos, ou o enterramento gradual da vegetação, até a sua morte. A percentagem de carbono recente na fração húmica desses horizontes e do tronco é alta (> que 68 %), indicando incorporação recente de matéria orgânica aos solos e a vegetação atual como origem de tal matéria. Embora as idades da matéria orgânica dos horizontes de superfície dos dois compartimentos sofram pouca variação, a  $\delta^{13}\text{C}$  é oposta. No de montante, as plantas têm

ciclo fotossintético C4 enquanto no de jusante, o ciclo fotossintético é de plantas C3, para a totalidade do perfil 6.

#### Cronologia do avanço do campo de altitude sobre a Floresta

A composição isotópica  $\delta^{13}\text{C}$ , média, das folhas das plantas C3 é da ordem de -28 ‰ enquanto a das plantas C4 é da ordem de -12 ‰ (Balesdent; Mariotti, Guillet, 1987) . Enquanto as plantas C4 são mais enriquecidas em isótopo  $^{13}\text{C}$ , as C3 são mais pobres em relação às primeiras (Schwartz, 1991 ; Mariotti, 1991). As primeiras são as espécies herbáceas, notadamente as gramíneas, enquanto as segundas representam os ecossistemas florestais; como a composição isotópica das matérias orgânicas é o reflexo daquela das plantas (Schwartz, 1991; Mariotti, 1991), as matérias orgânicas apresentam composição isotópica em  $^{13}\text{C}$  similar àquela da vegetação em equilíbrio (Happi, 1998). Decorre disso que qualquer mudança de vegetação entre as plantas C3 e C4 corresponderá a um marcador *in situ* das matérias orgânicas incorporadas aos solos (Guillet, 1979).

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  identificados na topossequência mostraram a predominância dos dois ciclos fotossintéticos, C4 e C3, que se distribuem, o primeiro, nos horizontes de topo dos perfis 3 e 4 do compartimento II, e o terceiro nos horizontes da base do perfil 3 e 4 e nos perfis 5 e 6, dos compartimentos II e III.

Nos primeiros horizontes dos perfis 3 e 4 (Compartimento II), a fraca amplitude da variação isotópica evidencia o fracionamento isotópico do  $^{13}\text{C}$ . O fracionamento é atribuído por Kaplan e Rittenberg (1964), Mariotti e Peterschmitt (1994) e Nadelhoffer et Fry (1988), como decorrente da mineralização e humificação das matérias orgânicas, ou pode advir da respiração bacteriana na superfície do solo ou da perda dos isótopos estáveis leves, ou da migração em profundidade das frações de matérias orgânicas móveis e mais ricas em isótopos pesados (Mariotti e Peterschmitt 1994). A baixa regular e progressiva dos teores em carbono orgânico (Fig. 3), portanto da matéria orgânica, observada nos horizontes de topo de ambos os perfis, religa-se, em parte, à mineralização e humificação das matérias orgânicas, e ao acréscimo do isótopo pesado ( $^{13}\text{C}$ ) devido à migração das frações móveis das matérias orgânicas envolvidas na podzolização dos horizontes lateríticos dos perfis 3 e 4. A composição isotópica em  $^{13}\text{C}$  das matérias orgânicas nos horizontes de topo dos dois perfis vincula-se à vegetação atual de campo de altitude e, possivelmente, a algumas espécies CAM, presentes nos topos e encostas, na Serra do Espinhaço.

Nos horizontes da base do compartimento II (perfis 3, 4 e 5), os valores da  $\delta^{13}\text{C}$  informam que as matérias orgânicas são pouco enriquecidas em isótopo pesado  $^{13}\text{C}$ . Na diagonal traçada entre a base do perfil 5 e o topo do horizonte IIC do perfil 3, verificou-se que a variação da  $\delta^{13}\text{C}$  tem marcha em zig-zag, cujos valores refletem matérias orgânicas relativamente mais enriquecidas em  $^{13}\text{C}$  (de -23,21 e -22,98 ‰), que se intercalam a matérias orgânicas com menos  $^{13}\text{C}$ , sendo que o menor valor, -27,40 ‰, representa essencialmente a floresta. Uma vez que a acumulação das matérias orgânicas na base dos dois perfis tem origem no influxo do lençol freático a partir da base da encosta, considera-se que tal alternância de valores indica a interpenetração de vegetações de ciclo C3 e C4 associadas a espécies CAM, sugerindo, portanto, a expansão da vegetação de campo sobre a floresta em diferentes períodos de tempo. Esse comportamento também foi observado por Happi (1998) em estudo no Camarões (África), utilizando de dados de  $\delta^{13}\text{C}$ . O autor revelou que a floresta expandiu sobre a savana segundo um movimento de retração e expansão. O autor demonstra que, se um ecossistema, por exemplo, o florestal, sucede ao da savana, com o tempo, a composição isotópica passará progressivamente da característica da savana à característica da floresta.

No perfil 5, que marca a passagem do compartimento II ao III, a variação da composição isotópica mostra leve enriquecimento em  $^{13}\text{C}$  (21,43 a 20,58 ‰) no horizonte intermediário (B/Bhs) e no horizonte Bh/IIC, na base do perfil. Comparando a curva de distribuição de carbono (Fig. 3) com a da distribuição da  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 6), verifica-se que as duas se assemelham, religando, portanto, o acréscimo do isótopo pesado ( $^{13}\text{C}$ ) à migração das frações móveis das matérias orgânicas envolvidas na podzolização, embora a acumulação das matérias orgânicas na base do perfil ( $72.400 \pm 430$  BP no horizonte Bh/IIC) não tenha conexão no tempo e nem quanto à origem, com a existente no horizonte B/Bhs. A composição isotópica em  $^{13}\text{C}$  neste perfil reflete a passagem progressiva da floresta ao campo de altitude.

A curva de distribuição de carbono (Fig. 3) e a da distribuição da  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 6) do perfil 6 são parecidas, revelando um fracionamento isotópico de  $^{13}\text{C}$  similar ao do perfil 5: acréscimo do isótopo pesado ( $^{13}\text{C}$ ) decorrente da migração das frações móveis das matérias orgânicas envolvidas na podzolização. Como no perfil 5, a composição isotópica em  $^{13}\text{C}$  no perfil 6 resulta da progressão gradual do campo de altitude sobre a floresta. O tronco, datado de  $1646 \pm 25$  BP e cuja  $\delta^{13}\text{C}$  é de -27,47 ‰, remete aos remanescentes da floresta,

possivelmente como ela se apresenta hoje: em nichos restritos às cabeceiras de drenagem e como mata galeria.

Adotando o modelo de Happi (1998), acredita-se que a vegetação de campo de altitude expandiu sobre a floresta. Entretanto, a  $\delta^{13}\text{C}$  de  $-27,40\text{ ‰}$ , encontrada a  $29.902 \pm 50\text{ BP}$ , é um indicador de que a floresta existiu em detrimento do campo de altitude. Acima desta idade, em períodos mais recentes, possivelmente até  $1858 \pm 20\text{ BP}$ , e abaixo dessa idade, em períodos mais antigos, possivelmente acima de  $72.400 \pm 430\text{ BP}$ , as duas formações vegetais se interpenetravam, resultando na passagem progressiva da floresta ao campo de altitude.

### **Considerações finais: Inferências paleoclimáticas**

A análise da variação da composição isotópica de  $^{13}\text{C}$  nas matérias orgânicas da topossequência estudada permite algumas interpretações quanto às condições paleoclimáticas vigentes na região da Serra do Espinhaço. A presença de matérias orgânicas vinculadas a plantas com ciclo fotossintético C4 associadas a espécies CAM nos horizontes de topo do compartimento II demonstra que a vegetação de campo de altitude fornece a matéria orgânica que está sendo incorporada ao solo, e que esta se encontra em equilíbrio com a condição climática atual (Clima Tropical de Altitude). A incorporação da várzea à encosta, a partir da evolução da topossequência de solos, respondeu pela interpenetração do campo de altitude na floresta a partir do perfil 5 até a base da encosta atual. Essa interpenetração, que resulta, no tempo, na passagem progressiva da floresta ao campo sugere que as condições climáticas a partir de  $6030 \pm 20\text{ BP}$  eram parecidas com as atuais (Clima Tropical de Altitude) e não levaram ao desaparecimento completo das florestas, mas fizeram com que estas retraíssem para as cabeceiras de drenagem e para as várzeas.

Entretanto, a expansão progressiva da vegetação de campo sobre a floresta pode ter se iniciado antes de  $72.400 \pm 430\text{ BP}$ , uma vez que a amplitude de idade medida por  $^{14}\text{C}$  limita-se a no máximo a  $70.000\text{ BP}$ . A falta de registro unicamente de plantas C4 e o leve enriquecimento em isótopo  $^{13}\text{C}$  das matérias orgânicas no intervalo de tempo entre  $72.400 \pm 430\text{ BP}$  e  $29.902 \pm 50\text{ BP}$  indicam a permanência da floresta, em áreas mais extensas, associada à vegetação de campo de altitude e à formação de extensas turfeiras em depressões fechadas. Tal fato sugere que o clima parecia com o atual, entretanto um pouco mais úmido, talvez com melhor distribuição das chuvas, para permitir uma maior distribuição espacial da floresta. Nesse intervalo de tempo, as turfeiras em depressões fechadas alimentavam com

matéria orgânica os horizontes de alteração e o topo da rocha, dos perfis de solo na montante. Em  $29.902 \pm 50$  BP, a floresta expandiu e tornou-se dominante enquanto o clima tornou-se mais úmido. Posteriormente a  $29.902 \pm 50$  BP, o clima retornou às condições anteriores à expansão da floresta, entretanto com intercalação de períodos um pouco mais secos, como mostram os registros de  $\delta^{13}\text{C}$ .

Essa sucessão de eventos sugere que a região em estudo não experimentou períodos de aridez, ao contrário, o enriquecimento em  $^{13}\text{C}$  nas matérias orgânicas dos horizontes de superfície revela que o clima atual é possivelmente o mais seco comparado aos anteriores. Possivelmente, as principais modificações no clima, no período datado, refiram-se à distribuição das precipitações e ao aparecimento de períodos levemente mais secos, dentro de clima globalmente úmido, diferentemente da *secura severa* proposta por Ab'Saber (1965) como reflexo do último Glacial (Würm).

Diferentes autores usando técnicas diversas sobre diferentes materiais em diferentes locais no Brasil identificaram paleoclimas úmidos datados de diferentes períodos (Turcq et al., 1987; De Oliveira, 1992; Suguio et al., 1993; Ledru, 1993, 1996; Pessenda et al. 1996; Silva et al., 2004; Hórak, 2009 e Campos, 2009). As idades encontradas nunca são mais antigas do que 40.000 BP e nunca mais recentes do que 20.000 BP. A maior parte dos autores indicou idades que variaram entre 32.000 e 21.000 BP. Dentro desse mosaico de datas, as que convergem para os resultados obtidos com o presente estudo, para a topossequência, foram apresentadas por Turcq et al. (1987) para o município de Gouveia MG, na Serra do Espinhaço Meridional; por Suguio et al. (1993) para São Simão SP, e por Silva et al. (2004) para a Serra de São José MG. As idades variaram entre 32.000 e 21.450 BP. Estudo realizado por Campos (2009) revelou clima úmido em idades mais antigas que 20.359 BP, na APE Pau-de-Fruta MG, no Espinhaço Meridional. Considerando as idades 20.359 BP (campos, 2009);  $29.902 \pm 50$  BP; 32.000 BP (Turcq, 1987), estabelece-se uma sequência aproximadamente contínua para o clima mais úmido na Serra do Espinhaço Meridional.

Os autores, supracitados, identificaram clima mais seco ou episódios mais secos em diferentes intervalos de tempo após 17.000 anos BP. Clima frio e úmido foi identificado para Salitre MG, por Ledru (1993), em torno de 12.000 BP, e clima úmido para São Simão SP, por Suguio et al. (1993) entre 10.000 a 8.500 BP, seguido por episódio seco a partir de 7.500 BP, em clima globalmente úmido. As condições de clima seco dentro de um clima globalmente úmido parecem ser ocorrência geral nas áreas estudadas pelos diferentes autores após 20.000 BP; tal assertiva converge para os resultados obtidos neste trabalho.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Cada modelo de evolução do relevo e dos solos foi desenvolvido de acordo com os paradigmas de sua época, o que proporciona diferenças entre eles. No entanto, independentemente de cada teoria, todas convergem para um mesmo ponto: a superfície terrestre evolui, ou melhor, passa por um processo de transformação a medida que os fatores de formação e, principalmente o tempo, atuam. Entretanto, durante o processo de evolução da superfície terrestre e dos solos, interferências externas podem ocorrer como adição de materiais e/ou retirada de materiais podendo influenciar no processo de alteração e pedogênese. Essas interferências podem ser causadas por mudanças climáticas ou movimentação tectônica e, quando não analisadas de modo correto, podem induzir a interpretações errôneas. Para minimizar essa problemática os materiais que compõem os solos podem ser datados e, assim, podem esclarecer as reais condições sobre a origem e evolução do relevo e dos próprios solos. Durante o processo de alteração e pedogênese os solos conseguem guardar as marcas que permitiram sua gênese e evolução. Com o desenvolvimento de técnicas e equipamentos apropriados, diversos materiais podem ser utilizados para a análise das idades. Além das idades, as matérias orgânicas permitem analisar quais os tipos de vegetação predominantes em cada período de tempo, permitindo inferir sobre mudanças climáticas em uma área. Nesse sentido, os solos e os materiais que os compõem são fundamentais para a interpretação da história evolutiva da superfície terrestre. Esse trabalho analisou os solos de uma topossequência que apresentou materiais distintos. A partir do cálculo da idade desses materiais e de suas matérias orgânicas foi possível fazer um modelo de evolução da topossequência de solos e da vertente em que está inserida.

Os materiais de origem que compõem cada setor da encosta, à medida que foram alterados pelos processos de intemperismo e pedogênese, deixaram suas marcas, o que permitiu reconstituir a história evolutiva da vertente. A presença do cascalho heterogêneo, no compartimento I e em parte do compartimento II, marca a discordância entre a rocha *in situ* e a parte superior do solo, indicando fase erosiva e deposicional. Na jusante do compartimento II, os dados mostraram que os solos se desenvolveram a partir da rocha, em segmento de encosta em resalto diferente da topografia atual. Os materiais que compõem o compartimento III são de origem aluvial.

O estudo permitiu analisar a composição isotópica e a idade de  $^{14}\text{C}$  das matérias orgânicas de alguns perfis da topossequência. Os resultados mostraram que a área estudada

era mais úmida se comparada com os dias atuais. A mudança progressiva da fração isotópica mostra que a floresta foi progressivamente sendo substituída por campos de altitude. Isso se observa principalmente no compartimento II. A presença do tronco remete aos remanescentes das florestas, os quais, hoje, estão restritos às áreas de várzea. Os dados mostraram também que as duas formações vegetais se interpenetravam, e a vegetação de campo de altitude expandiu sobre a floresta provavelmente por mudança no ritmo de distribuição das chuvas.

O estudo mostrou também que a idade das matérias orgânicas é contraposta entre os horizontes espódicos da base do compartimento II e os do topo do mesmo compartimento. As idades são contrapostas, também, do compartimento II frente ao compartimento III. A ausência de horizontes álbicos no compartimento II indica que a acumulação de matéria orgânica ocorreu por migração lateral. Tal podzolização remonta ao Pleistoceno. As idades mais recentes no compartimento III indicaram uma podzolização moderna.

O estudo permitiu, também, verificar que parte da encosta é formada por materiais alóctones. O solum do compartimento I e do compartimento III tem suas origens em materiais alóctones. Os resultados mostraram que houve uma fase erosiva que expôs a rocha *in situ* e, em seguida, duas fases deposicionais no compartimento I: uma primeira fase com a deposição do cascalho heterogêneo proveniente de áreas mais altas e uma segunda fase com materiais mais finos provenientes da topografia ressaltada. O compartimento III apresenta, na base do perfil, um hiato erosivo. A idade dos seixos é muito antiga se comparada com os sedimentos sobrepostos a eles. Isto permite afirmar que havia outros materiais sobre os seixos que foram erodidos e, no final do Pleistoceno e início do Holoceno, os sedimentos que hoje compõem o perfil 6 foram depositados.

Os dados de composição isotópica aliados às datações por  $^{14}\text{C}$  apontaram que não houve aridez do clima pelo menos nos últimos 70.000 anos. A abertura da drenagem que expôs os sedimentos antigos da antiga várzea parece estar mais ligada a um controle tectônico, assim como a deposição dos sedimentos na montante da topossequência de solos.

## 6 REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. A evolução geomorfológica. *In: A Baixada Santista: Aspectos Geográficos. As bases físicas*. Vol. 1. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 49-66, 1965.
- AB'SÁBER, A.N. O relevo brasileiro e seus problemas. *In: AZEVEDO, A. (Ed.) Brasil, A terra e o homem*, vol. 1, p. 2135-250. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1964.
- AB'SABER, A. N. Domínios Morfoclimáticos e províncias fitogeográficas no Brasil. **Orientação**: São Paulo: 3: 45-58, 1967.
- AB'SABER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o quaternário. **Geomorfologia**. Instituto de Geografia USP, (19):1-23, 1969.
- AB'SABER, A. N. The paleoclimate and paleoecology of brazilian Amazonia. *In: Biological Diversification in the Tropics*: G.T.; Prance Edit. Columbia. Univ. Press., 1982.
- AITKEN, M.J. **Thermoluminescence dating**. U.S. edition, 1985.
- ALBUQUERQUE, A. P. B. Tectônica Deformadora Cenozóica na Bacia Sedimentar de Resende (Rift Continental do Sudeste do Brasil). **Dissertação (Mestrado)** - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2004.
- ALLEN, B. L. & HAJEK, B. F. Mineral occurrence in soil environments. *In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. Minerals in soil environments*. 2nd ed. Madison, Wisconsin: **Soil Science Society of America**, 1989. p. 199-278.
- ALMEIDA, A.A. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. (Uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina – MG). **Tese (Livre Docência)**. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982. 296p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48 (supl.), p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA ABREU, P.A. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. **Tese de Doutorado**. Universidade de Freiburg, Instituto de Geologia, Freiburg (Alemanha), 1993. 150p.
- ALMEIDA ABREU, P.A.. O Supergrupo Espinhaço: O rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos**, 3 (1), 1995, p. 1-18.

ALMEIDA ABREU, P.A. & PFLUG, R. Geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Part I: The Basin. In: **Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium**, 13, Münster, Abstracts, Münster, Westfälische Wilhelms-Universität Münster (Alemanha), p.1, 1992.

ALMEIDA ABREU, P.A. & PFLUG, R. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil, **Zbl. Geol.**, H 1/2: 21-44, 1994.

ALMEIDA-ABREU P. A. A; RENGER, F. E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozoico. **Revista Brasileira de Geociências**, 31(1), 2002. p. 1-14.

137

ANDRELLO, A.C. Aplicabilidade do  $^{137}\text{Cs}$  para medir erosão do solo: modelos teóricos e empíricos. **Tese (doutorado)**. Departamento de Física, Universidade Estadual de Londrina, Londrina, 2004. 192 p.

AQUINO, A.; MICHELON, C. e BEATO, D. Superfícies Geomorfológicas na Serra do Espinhaço Meridional – MG. In: **IX Seminário de Pós-Graduação em Geografia**, UNESP, Rio Claro, 2009.

AUGUSTIN, C.H.R.R. Amphitheaters and hollows with depositional sequences and their significance on the evolution of tropical landscape. In: **INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS**, 14, Proceedings... Recife, 1994. p.G5 and G6.

AUGUSTIN, C. H. R. R. Geokologische Studien im Sudlichen Espinhaçogebirge Bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter Besonderer Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung. J. W. Goethe Universitat. F. R. G. Frankfurt. (**unpublished Doctoral Thesis**). 1995b.

BALESDENT, J.; MARIOTTI, A. e GUILLET, B. Natural  $^{13}\text{C}$  abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 19 (1), 1987. 25-30 p.

BARBOSA, G. V. & KOHLER, H. C. O sistema lagunar do Parque Estadual do Rio Doce (MG). **Boletim SBG/MG**, 2:37-46, 1981.

BARRON, E.J. e MOORE, G.T. **Climate mode application in Paleoenvironmental Analysis**. SEPM, 1994.

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **J. Paleolimnol.** 14: 253-268, 1995.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 99: 143-156, 1998.

BENITES, V.M. Solos e vegetação nos complexos rupestres de altitude da Mantiqueira e do Espinhaço. **Floresta e Ambiente**, v. 10, p. 76-85, 2003.

BIGARELLA J. J. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do Carbono 14. **Paleoclimas**, 1:1-22, 1971.

BIGARELLA, J.J. e AB´SABER, A.N. Paläogeographische und Paläoklimatische aspekte des Känozoikuns in Sud Brasiliens. **Zeitschrift für Geomorphologie**. Stuttgart, 8: 286-312, 1964.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE G. O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. In: **WRIGHT JR., H. E.; FREY, D. International Studies on the quaternary**. New York: Geological Society of America, 1965. p. 443-451 (Special Paper, 84).

BIGARELLA, J.J. e ANDRADE-LIMA, D. Paleoenvironmental change in Brazil. In: **Biological Diversification in the Tropics**. (G.T. Prance, Ed.), pp. 27-40. Columbia Univ. Press, 1982.

BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R. e SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, 16/17: 117-152, 1965.

BIRKELAND, P.W. **Soils and geomorphology**. New York, 1999. 372p.

BLUME, H.-P. The fate of iron during soil formation in humidtemperate environments. In: Stucki, J. W., Goodman, B. A., Schwertmann, U.: **Iron in soils and clay minerals**. Dordrecht, The Netherlands, 1988.

BOCQUIER, G. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad: Interprétation biogeodynamique. 1973. 325p. (**Mémoires ORSTOM, 62**)

BOULET, R.; CHAUVEL, R.; LUCAS Y. Les systemes de transformation enpedologie. Livre Jubilaire du Cinquantenaire - Association Française pour l'Etude du Sol, Maugein - Lachaise, **Malemort**; p. 167 – 179. 1984.

BOUTTON, T.W. Stable carbon isotopes ratios of natural materials. II. Atmosferic, terrestrial, marine and freshwater environmental. In: COLEMAN, D.C.; FRY, B. (Ed.) **Carbon isotopes techniques**. New York: Academic Press, 1991. p. 155-171.

BOUTTON, T.W. Characterization of natural <sup>15</sup>N abundance of soils. In: BOUTTON, T.W. e YAMASAKI, S.I (Ed). **Mass Spectrometry of soils**. New York: Marcel Dekker, 1996. P. 205-208.

BRADLEY, M.S. MANN, M.E. HUGHES M.K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. **Geophysical Research Letters**, 26.6: 759-762, 1999

BRADLEY, R.S. e EDDY, J.A. Records of past global changes. In: **Global Changes of the Past** (ed. R.S. Bradley) University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, p.5-9, 1991.

BRANNER, J.C. Recent earthquakes in Brazil. **Bull. Seism. Soc. of America**, **10**: 90-105, 1920.

BÜDEL, J. Die “Doppelten Einebnungsflächen” in den Feuchten Tropen. **Zeits. Fur Geomorph.**, Berlin, 1 (2), p. 201-228, 1957.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princenton: Princenton University, 1982. 443p.

BUENO, G T ; NASCIMENTO, N. R. ; FRITSCH, E. . Distribuição Espacial dos Podzóis e Lateritas no Baixo Curso do Rio Curicuriari Amazônia e Interpretações sobre sua gênese. In: XXXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 2007, Gramado. **XXXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo: Conquistas e desafios da Ciência do Solo Brasileira** - CD, 2007.

CAMARGO, F.A.O.; SANTOS, G.A. e GUERRA, J.G.M. Macromoléculas e Substâncias Húmicas. In: CAMARGO, F.A.O (Org.) **FUNDAMENTOS DA MATÉRIA ORGÂNICA DO SOLO: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Millenium, 1999. p. 27 – 39.

CAMPOS, J.R.R. Caracterização, mapeamento, volume de água e estoque de carbono da turfeira da área de proteção ambiental Pau-de-Fruta, Diamantina - MG. **Dissertação (Mestrado)**. Diamantina, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, 2009. 100p.

CARVALHO, Douglas Antônio. **Flora fanerogâmica de campos rupestres da Serra da Bocaina, Minas Gerais**: caracterização e lista de espécies. 1992 Ciência e Prática, Lavras, 1992.

CHAUVEL, A. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale a saisons contrastées. Paris, **ORSTOM**, 532p. (Série Travaux et Documents, 62), 1977.

CHAVES, M.L.S.C. e BENITEZ, L. Depósitos superficiais diamantíferos da região de Diamantina, Serra do Espinhaço (Minas Gerais). **Geociências**: Unesp, São Paulo, v. 23, n. ½, p. 31-42, 2004.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo:Edgard Blucher Ltda, 188p.,1980.

CLARIDGE, G.G.C. e CAMPBELL, I.B. Mineral transformation during the weathering of dolerite under cold arid conditions in Antarctica. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, 27: 4, 1984.

CONCEIÇÃO, A. A.; GIULIETTI, A. M.; MEIRELLES; S. T. **Ilhas de vegetação em afloramento de quartzito-arenito no Morro do Pai Inácio, Chapada Diamantina, Bahia, Brasil**. 2007. 12 f. Universidade de São Paulo, São Paulo. 2007. Disponível em <<http://www.scielo.br/pdf/abb/v21n2/08.pdf>>. Acesso em: 11 set. 2009.

COOK, E. R. Using tree rings to study past El Niño/Southern Oscillation influences on climate. In **El Niño: Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation**, Markgraf V (ed.). Cambridge University Press: Cambridge, UK; 204–214, 1992.

CORNU, S. et al. BONNAY, M; NEAL, C. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. **Geoderma**, 91, 1999.

CORRÊA, A.C.B.; SILVA, D.G. e MELO, J.S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do quaternário tardio no semi-árido nordestino. **Mercator – Revista de Geografia da UFC**: 7(14), 2008.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, 14: 481-504 p., 1898.

DAWSON, T.E.; BROOKS, P.D., Fundamentals of stable isotope chemistry and measurement. In: UNKOVICH, M.; PATE, J.; MCNEILL, A.; GIBBS, D.J. (orgs). **Stable isotope techniques in the study of biological processes and functioning of ecosystems**. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2001.

DE CONINCK, F. Major mechanisms in formation of spodic horizons. **Geoderma**, 24:101-126, 1980.

De OLIVEIRA, P. E. 1992. A Palynological Record of Late Quaternary Vegetational and Climatic Change in Southeastern Brazil. **PhD Thesis**. The Ohio State University, Columbus, Ohio.

DOSSIN, I.A.; DARDENNE, M.A. Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (área de Inhamé). In: **Cong. Bras. Geol.**, 33, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v.7, p. 3104-3117, 1984.

DOSSIN, I.A. et. al. Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina-MG. In: **Simpósio Geologia de Minas Gerais**, 3, Belo Horizonte, Anais, Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. 5, p. 276-290, 1985.

DOSSIN, I.A., DOSSIN, T.M. & CHAVES, M.L.S.C. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. **Rev. Bras. Geoc.**, 20(1-4): 178-186, 1990

DRIMMIE, R.J.; HEEMSKERK, A. R.; CHAPMAN, B. e ARAVENA R. Breakseal Combustion Method, Technical Procedure 22.0, **Revision 01, Environmental Isotope Laboratory**: 5 pages. Department of Earth Sciences, University of Waterloo, 1990h.

DUSSIN, I.A. & DUSSIN, T.M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, 3 (1), p. 19-26, 1995.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA – CNPS, 2006.

FARQUHAR, G.D.; EHLERINGER, J.R.; HUBICK, K.T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. **Ann. Review of Plant Phys. and Plant Mol. Biology**, v. 40, p. 503-537, 1989.

FAURE, G., MENSING, T.M. **Isotopes: principles and applications**. 3ª. Ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 2005.

FERRARI, A. L. Evolução Tectônica do Graben da Guanabara. 2001. 412 f. **Tese (Doutorado)** - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

FERREIRA, A.O. Mapeamento das formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia (Serra do Espinhaço Meridional/MG). **(Dissertação de Mestrado)**. IGC/UFMG, Belo Horizonte, 2002.138p.

FIGUEIREDO, M. A. Óxidos de ferro pedogênicos e sua influência na agregação de partículas de argila: estudo de caso nos solos da região de Gouveia - Serra do Espinhaço Meridional-MG. **Dissertação de Mestrado**. Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais., 1999. 95p.

FIGUEIREDO, M. A. AUGUSTIN, C. H. R. R. & FABRIS, J. D. Mineralogy, size, morphology and porosity of aggregates and their relationship with soil susceptibility to water erosion. **Hyperfine Interact.**, 122:177-184, 1999.

FILIZOLA, H. O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado da bacia de Taubaté-SP. 1993. 114f. Vol I. **Tese (Doutorado em Geografia Física)** – Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A. & SCHORSCHER, H.D. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço-MG. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais, Rio de Janeiro, SBG, v.2, p. 2652-2667.

FONSECA, D.N. e CORRÊA, A.C.B. Uso de MDE na Extração de Lineamentos para Detecção de Reativações Neotectônicas na Bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, MG. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.3483.

FRAGA, L.M.S; ALMEIDA ABREU, P.A. e NEVES, S. C. Hidrologia e Hidrografia. In: SILVA, A. C.; SÁ FORTES, L.C.V.P. e ALMEIDA-ABREU, P.A. (Ed.) **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. 272p.

FREITAS, R.O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. FFCL/USP, Bol.130, **Série Geol.**,(6):1-120, 1951.

FREYBERG, B.V. Ergebnisse geologischer Forschungem in Minas Geraes (Brazilien). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **Sonderband II**, p. 1-453, 1932.

FRITSCH E. et al. Gem-quality cuprian-elbaite tourmalines from São José da Batalha, Paraíba, Brazil. **G&G**, Vol. 26, No. 3, pp. 189–205, 1990.

FÚLFARO, V J. e SUGUIO, K. Geologia da região de Fartura. SP. **XXVIII Congr. Bras. Geol. Res. das Comuns.**; 225-228, Porto Alegre, 1974.

GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). **Simpósio Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano**. Ouro Preto; SBG/MG, Bol. 6, p. 113-136, 1987.

GAVILANES, M. L.; BRANDÃO, M. Flóra da Reserva Biológica Municipal do Poço Bonito, Lavras, MG. II - Formação Campo Rupestre. 1992. 13 f. **Daphne**, Belo Horizonte, 1991. Acesso em: 16, set 2009

GAVILANES, M.L. & BRANDÃO, M.. Informações preliminares acerca da cobertura vegetal do município de Lavras, MG. **Daphne**, Belo Horizonte, 1 (2): 44-50, 1991.

GILBERT, G. K. The Geology of the Henri Mountains. Washington: **United States Geological and Geological Survey**. 1877.

GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F., et al. Brittle Reactivation of Mylonitic Fabric and the Origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 522-536, 2010.

GOUVEIA, S.E.M. et al. Dinâmica de vegetações durante o Quaternário recente no sul do Amazonas indicada pelos isótopos do carbono ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  e  $^{14}\text{C}$ ). **Geochimica Brasiliensis**, 11(3): 355-367, 1997.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSEDA, L.C.R. e ARAVENA, R. Datação da Fração Humina da Matéria Orgânica do Solo e sua comparação com idades  $^{14}\text{C}$  de carvões fósseis. **Química Nova**, 22(6), 1999.

GUILLET, B. Etude de renouvellement des matières organiques des sols par les radioisotopes ( $^{14}\text{C}$ ) – in **Pedologie – 2- Constituants et propriétés**. Bonneau et Souchier ed. Masson Publis. P. 210-226, 1979.

GUIMARÃES, D. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. **Bol. D.F.P.M./DNPM**, Rio de Janeiro, (88):1-341, 1951.

HACK, J.T. Interpretation of Erosional Topography in Humid-Temperate Regions. **Amer. Journ. Sci**, New Haven, Conn. v. 258-A, p. 80-97, 1960.

HACK, J.T. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits. **U.S.Geol.Surv.** Prof. Paper (484), 1965.

HAPPI, J. Y. Arbres contre graminées: la lente invasion de la savane par la forêt au Centre-Cameroun. **Tese (Doutorado)**. Université de Paris – Sorbonne. U.F.R. de Géographie et Aménagement. 1998. 241p.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: **WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO**, Belo Horizonte, 1990. Anais ...Belo Horizonte: SBG/MG, p.1-31.

HIGASHI, T.; De CORNINCK; GELAUDE, F. Characterization of some spodic horizons of the Campine (Belgium) with dithionite-citrate, pyrophosphate and sodium hydroxide-tetaborate. **Geoderma**, 25 (1-2), p. 131-142, 1981.

HODSON, M.E. Experimental evidence for mobility of Zr and other trace elements in soils. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. 66:819-828, 2001.

HOPPE, A. Geodynamic evolution of an early to Mid-Proterozoic mountain range: The Serra do Espinhaço, central-eastern Brazil. In: **Geocongress 86 – 21 st. Biann. Congr. Geol. S. Africa**, Johannesburg, 1986. p. 307-309.

HORAK, I. Relações pedológicas, isotópicas e palinológicas na reconstrução paleoambiental da turfeira da Área de Proteção Especial (APE) Pau-de-Fruta, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Dissertação (Mestrado)**. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

HUGGETT, R.J. **Fundamentals of Geomorphology**. 2<sup>a</sup>. Edição. London: Routledge, 2007.

IUSS Working Group WRB: World reference base for soil resources 2006. **World Soil Resources Reports** 103, FAO, Rome, 2006.

JEDRYSEK, M.O. et al. Air-pollution effect and paleotemperature scale versus  $\delta^{13}C$  records and tree rings and peat core (Southern Poland). **Water, Air Soil Poll.**, 145:359-375, 2003.

KACZOREK, D. et al. A comparative micromorphological and chemical study of “Raseneisenstein” (bog iron ore) and “Ortstein”. **Geoderma**, 121, 83–94, 2004.

KAPLAN, I.R. e RITTENBERG, S.C. Carbon Isotope Fractionation during metabolism of Lactate by *Desulfovibrio desulfuricans*. **Microbiology**, v. 34 (2), 213-217. 1964.

KING, L. C. Canons of landscape evolution. **Bull. Geol. Soc. of America**. New York, 64 (7), p. 721-752, 1953.

KING, L. A Geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira Geociências**, 18 (2), 1956. p. 147 – 265.

KNAUER, L.G. Evolução Geológica do Pré-Cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. **Dissertação de Mestrado**. Departamento de Geociências, Unicamp, Campinas, 1990. 280p.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928. Wall-map 150cmx200cm.

KRULL, E.S. et al. Geochemistry ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{15}N$ ,  $^{13}C$  NMR) and residence times ( $^{14}C$  and OSL) of soil organic matter from red-brown earths of South Australia: Implications for soil genesis. **Geoderma**, 132: (3-4), 2006. p. 344-360.

LEDRU, M.P. Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. **Quaternary Research**, 39: 90-98, 1993.

LEDRU, M.P. et al. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): Evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 123: 239-257, 1996.

LIMA, M.G. História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. **Tese de Doutorado**. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 2008.

LIU, W. et al. Depth profiles of radiocarbon and carbon isotopic compositions of organic matter and  $CO_2$  in a forest soil. **Journal of Environmental Radioactivity**, 90: 3, 2006. p. 210-223.

LUCAS, Y. Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Équilibres, déséquilibres et transformations. **Tese (Doutorado)**. Universidade de Poitiers, Paris, 1989. 157 p.

LUCHESE, E.B. et. al. **Fundamentos da Química do Solo: Teoria e Prática**. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 2001.

MACFADDEN, L. e WELDON, R. Rates and process of soil development on Quaternary terraces in Cajon Pass, California. **Geol. Soc. Am. Bull.** 98:280-293, 1987.

MARIOTTI, A. Le carbone 13 en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et de l'évolution des paleoenvironnements continentaux. **Cah ORSTOM Ser Pedol XXVI**: 299-313, 1991.

MARIOTTI A, PETERSCHMITT E. (1994) Forest savanna ecotone dynamics in India as revealed by carbon isotope ratios of soil organic matter. **Oecologia** 97:475-480, 1994.

MARTINS NETO, M.A. The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin – The basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. **Tese de Doutorado**. Instituto de Geologia, Universidade de Freiburg, Freiburg, Alemanha, 1993.

MARTINEZ-CORTIZAS, A.; PONTEVEDRA-POMBAL, X.; NOVOA-MUNHOZ, J.C. & GARCIA-RODEJA, E. Four thousand years of atmospheric Pb, Cd and Zn deposition recorded by the ombrotrophic peat bog of Penido Vello Northwestern Spain. **Water, Air Soil Poll.**, 100:387-403, 1997.

MARTINEZ-CORTIZAS, A.; PONTEVEDRA-POMBAL, X.; GARCIA-RODEJA, E.; NOVOA MUNHOZ, J.C. & SHOTYK, W. Mercury in a Spanish peat bog: Archive of climate change and atmospheric metal deposition. **Science**, 284:939-942, 1999.

MCFARLANE, M.J.; TWIDALE, C.R. Karstic features associated with tropical weathering profiles. **Zeit.Geomorph.**, Suppl. 64:73-95, 1987.

MEDINA, B. M. O. Potencial Regenerativo dos solos da serra do Cipó, Minas Gerais. **Dissertação de Mestrado**. ICB. UFMG. Belo Horizonte. 2004.

MEIS, M.R.M de 1978. Estratigrafia preliminar para a sequência de colmatagem dos lagos neoquaternários do Médio Vale do Rio Doce. **Anais Acad. Bras. Ciências**, 50(1):126-127, 1978.

MEJDAHL, V. Thermoluminescence dating: Beta dose attenuation in quartz grain. **Archaeometry**, 21, 61-72, 1979.

MELLO, C. L. Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. 1997. 275 f. **Tese (Doutorado)** - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

MELLO, C. L. et al. Quaternary Sedimentation, Neotectonics and the Evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil). **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 20, n. 1-2, p. 29-36, 1999.

MENDONÇA FILHO, C.V. Vegetação. In: SILVA, A. C.; SÁ FORTES, L.C.V.P. e ALMEIDA-ABREU, P.A. (Ed.) **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. 272p.

MESSIAS, Maria. Cristina Teixeira Braga et al.; **Levantamento florístico das matas e distribuição de algumas espécies endêmicas da área do Parque Estadual do Itacolomi**. 1991. Relatório Técnico, UFOP/BIRD/IEFPROFLORESTA, 151p.

MICHELON, C.R. Evolução de sistemas de solos laterítico e podzolizado: inferências sobre a forma atual da vertente – bacia do Alto Rio Preto – MG. **Tese de Doutorado**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 2011.

MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. Présentation. **Sci. Géol., Bul.**, 30(4):229-233. 1977.

MILNES, A.R. & FITZPATRICK, R.W. Titanium and zirconium minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. Minerals in soil environments. 2nd ed. Madison, Wisconsin: **Soil Science Society of America**, 1989, p. 1131-1205.

MODENESI-GAUTIERI, M. C.; HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a High Plateau on the Northwestern flank of the Continental Rift of Southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 43, p. 257-271, 2002.

NADELHOFFER, K. J. e FRY, B. Controls of natural  $^{15}\text{N}$  and  $^{13}\text{C}$  abundances in forest soil organic matter. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 52, 1633-1640. 1988.

NAHON, D. & MILLOT, G. Géochimie de la surface et formes du relief. V. Enfouissement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigenie du manteau d'alteration des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. **Sci. Géol.**, 30:275-282, 1977.

NASCIMENTO, N. R. Erosão, estrutura e mudanças geoquímicas nos sistemas de alteração e de pedogênese de sistemas de solos: modelo de evolução do relevo na bacia do alto Rio Preto – MG, 2010. (**Relatório de pesquisa**).

NASCIMENTO, N. R, BUENO, G T, FRITSCH, E. Chemical erosion of soils and saprolites: geomorphological changes. Upper Amazon Basin, Brazil. In **Sixth International Conference on Geomorphology Sixth International Conference on Geomorphology Zaragoza** . Vunico 66-66. 2005.

NASCIMENTO, N. R. Do; RUIZ, J. Estudo de um sistema de solo Latossolo/Solo Podzólico: criação de um meio propício à erosão superficial.. In: V Simpósio de Geografia Física Aplicada, 1993, São Paulo. **Anais do V Simpósio de Geografia Física Aplicada**. São Paulo: Depto. de Geografia - FFLCH/USP, 1993. p. 141-145.

NEVES, S. C.; ALMEIDA ABREU, P.A. e FRAGA, L.M.S. Fisiografia. In: SILVA, A. C.; SÁ FORTES, L.C.V.P. e ALMEIDA-ABREU, P.A. (Ed.) **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. 272p.

NICHOLSON, S.E. e FLOHN, H. African Environmental and Climate Change and the General Atmospheric Circulation in Late Pleistocene and Holocene. **Climate Change**, v. 2, 1980.

OBRUCHEV, V.A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik. **Akad. Nauk. Izv. Serv. Geol.**, 5: 13-24, 1948.

OLIVEIRA FILHO, A. T. & FLUMINHAN FILHO, M. 1999. Ecologia da vegetação do Parque Florestal Quedas do Rio Bonito. **Cerne** 5(2): 51-64.

OLLIER, C. Some Features of Granite Weathering in Australia. **Zeits. Fur Geomorph.**, vol. 3, p. 285-204, 1969.

\_\_\_\_\_. Weathering. New York: Longman, PARRISH, J.T. & BARRON, E.J. Paleoclimates and economic geology. **Soc. Econ. Petrol. Miner.**, Short Course 18, 1986. 162p. 1979.

PARRISH, J.T. e BARRON, R.J. **Paleoclimate and Economy Geology**. SEPM, 1986.

PAVLIDES, S.B. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, 1 (3): 233-235, 1989.

PEDROSA-SOARES, A.C. & SAADI, A. 1989. O segmento meridional da Falha de Taiobeiras, MG. In: **SIMP. GEOL. MG**, 5, Belo Horizonte, Anais..., SBG-MG, 1989, Bol. SBGMG, (10):161-165.

PENCK, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. **J. Engelhorn's Nachf.** Stuttgart, 1924.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. Londres: McMillan, 1953.

PENTEADO, M. M. Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos ("Stones lines"). **Not. Geomorfol.**, Campinas, 9 (17): 15-41, 1969.

PEREZ, D. H. ; VERONA, J. A. ; NASCIMENTO, N. R. Evolução pedogenética e sua influência nos processos erosivos no sudeste da Cidade de Rio Claro - SP. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia. Geologia e Desenvolvimento, 1998, Belo Horizonte. **XL Congresso Brasileiro de Geologia. Geologia e Desenvolvimento**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 426.

PESSENDA, L.C.R. The use of carbon isotope ( $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. **Radiocarbon**: 38 (2): 191-201, 1996.

PESSENDA, L.C.R. et al.  $^{14}\text{C}$  dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in Southern Brazilian Amazon Region. **Radiocarbon**, 40: 1013-1022. 1998a.

PESSENDA, L.C.R. et al. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implication for vegetation changes in Rondônia State, southwestern Brazilian Amazon region. **The Holocene**, 8: 631-635. 1998b.

PESSENDA, L.C.R. et al. Paleoclimate studies in Brazil using carbon isotopes in soils. In: Wasserman, J.C.; Silva-Filho, E.; Villas-Boas, R.(eds). **Environmental geochemistry in the tropics**, Berlin: Springer-Verlag, p.7-16. 1998d.

PESSENDA, L.C.R.; Boulet, R.; Aravena, R.; Rosolen, V.; Gouveia, S.E.M.; Ribeiro, A.S.; Lamotte, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a Forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, 11(2): 250-254. 2001.

PESSENDA, L.C.R.; LISI, C.S; GOUVEIA, S.E.M.; Datação por  $^{14}\text{C}$ . In: Pessenda, L.C.R. Laboratório de  $^{14}\text{C}$ . **Técnicas e aplicação paleoambientais**. Piracicaba: CENA/USP, cap.1, p.3-5, 2003.

PESSENDA, L.C.R. et al. Holocene fire and vegetation changes in southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. **Quaternary International**, 114: 35-43, 2004.

PFLUG, R. Quaternary lakes of Eastern Brazil. **Photogrammetria**, 24:2935, 1969.

PRESCOTT J.R. & STEPHAN L.G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating, latitude, altitude and depth dependences. **PACT**, 6:17-25.

RENGER, F.E. & KANUER, L.G. Espinhaço – Quo vadis? (onde está? – aonde vai?) A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. **Geonomos**: 3 (1), p. 31 – 39, UFMG: Belo Horizonte, 1995.

RIBEIRO, J.F.; WALTER, B.M.T. Fitofisionomia do bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S.P. (Coords.). **Cerrado: ambiente e flora**. Planaltina, DF: EMBRAPA, 1998. p.47-86.

RIBEIRO, Leandra. **Plano de manejo do Parque Estadual do Rio Preto**. 217 p. Curitiba, 2004. Formações Vegetais.

RICCOMINI, C. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. 1989. 304 f. **Tese (Doutorado)** - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C. et al. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 2, p. 191-197, 1989.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary Tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999

RICE, J.R. et.al. Rate and state dependent friction and the stability of sliding between elastically deformable solids. **Journal of the Mechanics and Physics of Solids**: 49, 1865 – 1898, 2001.

RITTER, D.F. et al. **Process Geomorphology**. 5 Edição. Waveland Press, 2011.

RODRIGUES DA SILVA, R. Contributions to the stratigraphy and paleogeography of the Lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic), between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. **Tese de Doutorado**. Instituto de Geologia, Universidade de Freiburg, Freiburg, Alemanha, 1995. 115p.

ROVERATTI, R. **Avaliação Quantitativa de ácidos húmicos de cambissolo álico irradiado com ultra-som sob vegetação de transição no município de Humaitá – AM.** Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, 1:1-15

SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. **Geonomos**, v. 3, n.1, p. 41-63, 1995.

SAADI, A.; MAGALHÃES Jr., A.P. & MARQUES, M.R. UHE IRAPÉ, Etapa 1-**Estudos de viabilidade: Meio ambiente-Geomorfologia-** Relatório Final. ENERCONSULT/CEMIG,VIR-3473, 1991.

SAADI, A. & PEDROSA-SOARES, A.C. Um graben cenozóico no Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. In: **WORKSHOP S/ NEOTECTÔ. E SEDIM. CONT. CENOZ. NO SE BRAS.**, 1, Belo Horizonte , 1991. Anais..., SBG-MG/CEMIG, 1992. Bol. SBG-MG, (11):101-124, 1991

SAADI, A. e VALADÃO, R. O cenozóico da porção mediana-central do Espinhaço Meridional – 1ª. Síntese. In: **Congresso de Estudos do Quaternário**, 1. Porto Alegre: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), Anais, p. 1-16, 1987.

SAADI, A. & VALADÃO, R.C. Evolução Geomorfológica Quaternária da Região de Gouveia, Serra do Espinhaço. In: **Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais.** SBG-MG. Bol. SBG, Belo Horizonte-MG, 1987. p.434-448.

SALLUN, A.E.M. et.al. Datação Absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (2): 402-413, 2007. SALVADOR, E. D. Análise tectônica do vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ). 1994. 129 f. **Dissertação (Mestrado)** - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 3, p. 151-164, 1995.

SANSON, M. S. R. Sistemas deposicionais aluviais e tectônica rúptil cenozóica na região de Volta Redonda (RJ) - Rift Continental do Sudeste do Brasil. 2006. 142 f. **Dissertação (Mestrado)** - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

SARGES, R. R. Morfologia de lagos da região do médio Vale do Rio Doce, Minas Gerais, e a sua relação com a tectônica quaternária. **Dissertação (Mestrado)** - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

SCHAETZL R.J. AND ANDERSON S. **Soils: genesis and geomorphology**. Ch. 15. R. 619–652, 2005.

SCHLESINGER, W.H. **Biogeochemistry. An analysis of global change**. 2<sup>a</sup> Edição. San Diego: Academic Press, 1997. 558p.

SCHLICHTING, E. (1965): Die Raseneisenbildung in der nordwestdeutschen Podsol-Gley-Landschaft. **Chemie der Erde** 24, 11–26.

SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. **Anais 1<sup>o</sup>. Simpósio Geologia de Minas Gerais**, Bol. 1, p. 55 – 73. Diamantina, SBG/Núcleo MG, 1979.

SCHWARTZ, D. Some podzols on bateke sands and their origins, people's republic of Congo. **Geoderma**, 43:229-247, 1988.

SCHWARTZ, D. Intérêt de la mesure du delta 13C des sols en milieu naturel équatorial pour la connaissance des aspects pédologiques et écologiques des relations savane-forêt. **Orstom, Sér. Pédol.** 26 (4): 327-341, 1991.

SELBY, M. J. **Hillslopes Materials and Processes**. Oxford: Oxford University press, 1993.

SHOTYK, W. et al. History of atmospheric lead deposition since 12.730 14C yr BP from a peat bog, Jura Mountains, Switzerland. **Science**, 281:1635-1640, 1998.

SILVA, A.C. et al. Soils of the São José Hills (Minas Gerais State, Brazil) and their relationship with palaeoclimate in southeastern Brazil. **Braz. J. Soil Sci.**, 28:345-363, 2004d.

SILVA, A. C. Solos. In: SILVA, A. C.; SÁ FORTES, L.C.V.P. e ALMEIDA-ABREU, P.A. (Ed.) **Serra do Espinhaço Meridional: paisagens e Ambientes**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. 272p.

STERNBERG, H.O.R. Vales tectônicos na planície Amazônica?. **Revista Brasileira de Geografia**, 12 (4): 3-26, 1950.

STERNBERG, H.O.R. Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 25 (4):443-453, 1953.

STEVENSON, F. W. **Humus chemistry: genesis, composition, reactions**. New York: John Wiley, 1994. 443p.

STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. **Geomorphology**, v. 29, p. 153 – 171, 1999.

STUIVER, M.; POLACH, H.A. Discussion: Reporting of <sup>14</sup>C data. **Radiocarbon**, v.19, n.3, p. 355-363, 1977.

SUGUIO, K. The evolution of the continental and coastal environments during the last climatic cycle in Brazil (120 KY. B.P. to present). **Boletim do IG, USP, Série Científica**, 24:27-41, 1993.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro?)**. São Paulo: Paulo's Comunicações e Artes Gráficas. 1999. 366 p.

SUGUIO, K., BARRETO, A.M.F. e BEZERRA, F.H.R. Barra de Tabatinga and Touros Formations: evidence of Pleistocene high sea-level stillstands of the Rio Grande do Norte Coast. **Pesquisa em Geociências**, UFRGS, v. 21, n. 2, p. 5-12, 2001.

SWIFT, R.S. Sequestration of carbon by soil. *Soil science*, 166 (11): 858-871, 2001.

TAUK-TORNISIELO, S.M. Substâncias Húmicas e atividades microbianas no solo. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE SUBSTÂNCIAS HÚMICAS. 1997. São Carlos. **Anais do Encontro Brasileiro sobre Substâncias Húmicas**. São Carlos: EMBRAPA – CNPDIA, 1997. p. 32 – 37.

TAYLOR, G. & EGGLETON, R.A. 2001. **Regolith geology and geomorphology**. Chichester, England. John Wiley. 375p.

TEIXEIRA W., Dossin I.A., Dossin T.M., Salvador E.D., Siga Jr. O., Sato K. Interpretação do contexto geotectônico do embasamento na borda leste do Sistema Espinhaço, região de Guanhães e Gouveia-MG, com base numa integração do seu conjunto geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar. In: **SBG, Congr. Bras. Geol.** 36, Natal, Anais, 6: 2711–2722, 1990.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester, John Wiley & Sons, 1994a. 460p.

THOMAS, M. F. Ages and geomorphic relationships of saprolite mantles. In: ROBINSON, D. A; WILLIAMS, R. B. G., eds. **Rock weathering and landform evolution**. Chichester, JohnWiley & Sons, 1994b. p.287-301.

TRICART, J. **Principes et méthodes de la géomorphologie**. Paris, Masson, 1965.

TRICART, J. As relações entre a morfogênese e a pedogênese. **Notícia Geomorfol.**, 8:5-18, 1968.

TUPINAMBÁ, M.; BAARS, F.J.; UHLEIN, A. SAD GROSSI, J.H. e KANUER, L.G. Geologia da Folha Rio Vermelho. **Projeto Espinhaço em CD-Rom: Textos e Anexos**. Belo Horizonte: UFMG/COMIG, 1997.

TURCQ B., et al. Alguns terraços fluviais do Sudeste e do Centro-Oeste brasileiro por radiocarbono: possíveis significados paleoclimáticos. In **Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário**, 1, Porto Alegre, 1987, ABEQUA. *Anais*: 379-392, 1987.

UHLEIN, A. CHAVES, M.L.S.C. Geologia da Borda Nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (Região de Mendanha a São Gonçalo do Rio Preto). **Anais do 5º. Simpósio Geologia de Minas Gerais/1º. Simpósio Geologia Núcleo Brasília**, p. 175-179, 1979.

VALADÃO, R.C. et al. Conglomerados cretácicos na porção leste da Serra do Cabral (MG): novos subsídios à reconstrução paleogeográfica mesozóica. In: **CONG. BRAS. GEOL.**, 38, Camboriu-SC, 1994. *Anais...*, SBG, 1994. (3):237-239, 1994.

VAN DER HAMMEN, T. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. **Journal of Biogeography**, v. 1:3-26, 1974.

WALLINGA, J. MURRAY, A. e WINTLE, A. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. **Radiocarbon Measurement**, 32:5-6, 2000, p. 529-533.