**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Relações entre morfoestratigrafia e hidrologia na formação das
turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional (MG)**

José Ricardo da Rocha Campos

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor
em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2014**

José Ricardo da Rocha Campos
Engenheiro Agrônomo

**Relações entre morfoestratigrafia e hidrologia na formação das turfeiras da
Serra do Espinhaço Meridional (MG)**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **PABLO VIDAL TORRADO**

Tese apresentada para obtenção do título de
Doutor em Ciências. Área de concentração: Solos
e Nutrição de Plantas

Piracicaba
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - DIBD/ESALQ/USP

Campos, José Ricardo da Rocha

Relações entre Morfoestratigrafia e Hidrologia na formação das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional (MG) / José Ricardo da Rocha Campos. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2014. 98 p: il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2014.

1. Organossolo 2. Sáprico 3. Hêmico 4. Fíbrico 5. Diamantina 6. Paludização
7. Relação Solo Paisagem 8. Radar de Penetração no Solo 9. GPR I. Título

CDD 631.44
C198r

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte -O autor"

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Domingos e Esther, que
sempre acreditaram no caminho do
conhecimento

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo dom da vida.

Aos meus pais Domingos e Esther, pelo apoio incondicional.

Ao estimado Professor Pablo Vidal Torrado pelos valiosos ensinamentos, exemplo de profissional, pelas muitas oportunidades e pela amizade.

Ao professor Alexandre Christófaros Silva pelo apoio na elaboração e execução do projeto, pelos incentivos e presteza.

A Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (ESALQ – USP) pela oportunidade e ao departamento de Ciência do Solo pela infra-estrutura.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento do projeto: Modelo de Evolução de Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional num Contexto Pedológico, Estratigráfico e Geoquímico.

Ao Professor Lee Slater e aos colegas da “The State University of New Jersey” pela oportunidade, treinamento e hospitalidade.

A Prof. Marcilene da UNESP Ourinhos pela importante colaboração nas questões Geológicas e ao Prof. Marcos Nanni da UEM (Universidade Estadual de Maringá) pela importante colaboração nas questões relacionadas ao Radar de Penetração no Solo.

Aos colegas de pós-graduação Rafael Beirigo, Rodrigo Macedo, Ingrid Horak, Gabriel Ramatis, Josiane Lopes, Jairo Calderari, Tais Almeida, Pedro Diniz e Danilo Camêlo pela amizade e companheirismo e, em especial, à Ioná Rech.

A todos os laboratoristas e funcionários do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ –USP, em especial: Dorival, Rossi, Leandro, Luiz Silva, Marta Campos e Célia Regina.

A todos os meus familiares, amigos e colegas de Diamantina que tanto torceram e me incentivaram nesta caminhada.

SUMÁRIO

RESUMO.....	9
ABSTRACT	11
1 INTRODUÇÃO	13
2 DESENVOLVIMENTO	15
2.1 Evolução Geomorfológica e Geocronologia dos Eventos	15
2.2 Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional	16
2.2.1 Turfeiras como Ambiente de Acúmulo de Água e Carbono.....	16
2.2.2 Turfeiras como Arquivos de Mudanças Climáticas.....	18
2.3 Radar de Penetração do Solo (GPR)	19
3 MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1 Descrição do Meio Físico	24
3.1.1 Geologia	24
3.1.2 Geomorfologia	27
3.1.2.1 Organização do Relevo	27
3.1.2.2 Mapeamento das Geoformas	28
3.2 Áreas Seleccionadas para detalhamento.....	29
3.2.1 Serra da Doida (planície quartzítica)	30
3.2.2 Canyon Batatal (vale encaixado com fundo plano)	30
3.2.3 Serra da Felizarda (planície quartzítica).....	31
3.2.4 São João da Chapada (vale suspenso).....	32
3.2.5 Pinheiro (vale alongado ladeado por encostas suaves)	33
3.3 Coleta dos perfis, descrição e análise granulométrica	34
3.4 Datações	34
3.5 Fracionamento Isotópico	35
3.6 Trabalhos com Radar de Penetração no Solo (GPR)	35
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	39
4.1 Geomorfologia.....	39
4.1.1 Unidades Morfoestratigráficas.....	43
4.1.1.1 Colinas Policonvexas Sobre Granitos	43
4.1.1.2 Cristas Quartzíticas Alinhadas	43
4.1.1.3 Serras e Morros Sobre Quartzito.....	45
4.1.1.4 Morrotes e Colinas Lateríticos e Quartzíticos.....	47

4.1.1.5 Serras e Escarpas Quartzíticas	47
4.1.1.6 Depósitos Colúvio-Aluvionares	48
4.1.1.7 Serras e Morros Sobre Metabásicas.....	48
4.1.1.8 Relevo Escarpado Estrutural	49
4.1.1.9 Colinas Sobre Filitos	50
4.1.1.10. Ambientes de formação de turfeiras na SdEM.....	51
4.2 Turfeira da Serra da Doida	52
4.2.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área.....	52
4.2.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos.....	56
4.3 Turfeira do Canyon Batatal	62
4.3.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área.....	62
4.3.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos.....	65
4.4 Turfeira da Serra da Felizarda	68
4.4.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área.....	68
4.4.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos.....	71
4.5 Turfeira de Pinheiro	74
4.5.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área.....	74
4.5.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos.....	79
4.6 Turfeira de São João da Chapada.....	80
4.6.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área de Estudo.....	80
4.6.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos.....	84
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	87
REFERÊNCIAS	91

RESUMO

Relações entre morfoestratigrafia e hidrologia na formação das turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional (MG)

Na Serra do Espinhaço Meridional, o predomínio de uma litologia quartzítica, associada a processos tectônicos diversos, proporcionou a formação de um complexo sistema de falhas, fraturas e dobramentos que, aparentemente, controlam a sedimentação quaternária e a rede de drenagem. Esta última, por sua vez, possui importante papel na formação de ambientes hidromórficos e na formação de turfeiras. Baseado na hipótese de que as turfeiras se formam em decorrência do controle exercido por estruturas quartzíticas sobre a rede de drenagem, gerando hidromorfismo, este trabalho objetiva estudar a relação entre morfoestratigrafia, hidrologia e os processos de formação das turfeiras a partir de uma análise espacial do meio físico, da configuração do embasamento rochoso, analisado pelo Radar de Penetração do solo (GPR), e de mudanças climáticas ocorridas no Pleistoceno e Holoceno. A análise do meio físico foi realizada a partir de uma compilação de cartas geológicas da área e do mapeamento das principais feições geomorfológicas, analisadas a partir de modelos gerados em sistemas de informação geográfica (SIG). A partir de uma análise detalhada dos produtos supracitados, foram selecionadas cinco microbacias hidrográficas com padrões geomorfológicos favoráveis a formação de turfeiras (planícies quartzíticas, vales suspensos, vales encaixados e vales alongados ladeado por vertentes suaves). Foram realizadas análises das geoformas e da drenagem por estereoscopia e transeções com o GPR. A cronologia dos eventos, bem como, a estratigrafia e a origem da MO foram analisadas por datações por C14, granulometria e fracionamento isotópico da MO, respectivamente. As turfeiras se formam, preferencialmente, em depressões formadas sobre litotipos mais susceptíveis ao intemperismo confinados entre quartzitos altamente resistentes onde a umidade tende a ser mantida. Dados do GPR mostram que as turfeiras ocorrem também associadas ao excesso de umidade mantido por soleiras quartzíticas em subsuperfície nos vales alongados adaptados a falhas e nos vales suspensos. Os soterramentos de turfeiras foram favorecidos por lineamentos tectônicos de direção E - W que controlam parcialmente a drenagem e a sedimentação na porção mediana da área. As variações nos processos sedimentares apresentam forte relação com mudanças climáticas ocorridas no Holoceno e Pleistoceno. Pelo menos seis períodos de mudanças climáticas foram observadas: entre 30.251 a 12.418 anos AP o clima favoreceu a deposição de MO; de 12.418 a 7.890 anos AP os processos erosivos foram mais intensos; de 7.890 a 3.280 anos AP o clima quente e úmido favoreceu o depósito de MO e, nos últimos 2.590 anos AP, o clima foi semelhante ao atual com 3 períodos breves favoráveis a deposição de turfa observado por camadas discretas de MO.

Palavras-chave: Organossolo; Sáprico; Hêmico; Fíbrico; Diamantina; paludização; Relação solo paisagem; Radar de penetração no solo; GPR

ABSTRACT

Relationship between morphology, stratigraphy and hydrology in the formation of peatlands in the Serra do Espinhaço Meridional (MG),

The morphology of the Serra do Espinhaço Meridional is associated with various tectonic processes. In combination with the prevalence of a quartzite lithology this caused the formation of a complex system of faults, fractures and folds that control the Quaternary sedimentation and drainage network. Impeded drainage cause hydromorphic environments in which organic matter (OM) may accumulate, causing the formation of peatlands. Based on the hypothesis that the formation of peatlands in this area is controlled by impeded drainage of quartzite structures, the aims of this thesis were (i) to study the relationship between morphology, stratigraphy and hydrology, (ii) to determine the influence of this relationship on the formation of peatlands, and (iii) to interpret this in the context of climatic changes in the Pleistocene and Holocene. This will be done by a spatial analysis of the physical environment of five watersheds. The watersheds were selected based on geomorphological patterns that favor peat formation, including quartzite plains, hanging valleys and elongated valleys flanked by gentle slopes. The configuration of the rocky basement will be determined with Ground Penetrating Radar (GPR), a compilation of geological maps of the area will be made, and the main geomorphological features will be examined using Geographic Information Systems (GIS) models. The chronology, stratigraphy and origin of OM were analyzed by C^{14} dating, particle size and isotopic fractionation, respectively. The results indicate that the peatlands are preferentially formed on rock types other than quartzite, which are occasionally located between the highly resistant quartzite rocks. Because this material is more susceptible to weathering, depressions were formed in which water tends to accumulate, thereby providing conditions that favor peat formation. However, GPR data showed that peatlands were also formed on quartzite rocks when the subsurface showed elongated valleys adapted to crashes and hanging valleys. Buried peat was found at some places, which was related to tectonic lineament patterns with an east-west direction. These tectonic lineament patterns partially controlled the drainage and sedimentation in the central part of the area. Variation in sedimentary processes (peat formation vs. mineral influx/erosion) was found to be strongly related to climatic changes in the Holocene and Pleistocene. At least six periods of climate change were observed: between 30.251 and 12.418 yr BP climate favored the deposition of OM, between 12,418 and 7890 yr BP erosion processes were more intense; between 7.890 – 3.280 yr BP a hot and humid climate favored peat formation, and the last 2.590 years the climate was similar to the current favorable with three brief periods of peat deposition were observed.

Keywords: Histosol; Sapric; Hemic; Fibric; Diamantina; Paludization; Soil landscape relationship; Ground penetrating radar; GPR

1 INTRODUÇÃO

Durante o Mesoproterozóico, um sistema de forças extensionais proporcionou o adelgaçamento da litosfera continental até a ruptura de sua parte superior, desenvolvendo um processo de *rifting* que proporcionou a instalação de uma ampla bacia onde depositou os sedimentos que originaram o Supergrupo Espinhaço. O movimento convergente das placas ocorreu no final do Neoproterozóico que resultou em empurrões de leste (E) para oeste (W), formando estruturas tectônicas diversas como sinclinais, anticlinais e cavalgamentos (DUSSIN; DUSSIN, 1995; ALMEIDA - ABREU, 1995; ALMEIDA-ABREU; FRAGA; NEVES, 2005).

As formas do relevo são fortemente influenciadas pelo substrato quartzítico que apresenta-se altamente cisalhado e fraturado em toda a extensão da Serra (SAADI, 1995). As formas resultantes da ação fluvial e do controle estrutural são representadas, majoritariamente, por cristas, escarpas e vales profundos adaptados às direções tectônicas. Neste cenário de planaltos escarpados, alojam-se, em áreas deprimidas da paisagem, depósitos extensos de sedimentos arenosos Holocênicos e Pleistocênicos, podendo ocorrer turfeiras em locais específicos (SAADI, 1995; NEVES; ALMEIDA-ABREU; FRAGA, 2005).

Do ponto de vista ambiental, as turfeiras correspondem a um importante reservatório genético de um grande número de espécies da flora e da fauna (SILVA et al., 2012a; HORAK, 2009; HORAK-TERRA, 2014), além de atuar diretamente sobre a dinâmica e qualidade das águas da região, garantindo a perenidade de cursos d'água e formando expressivos depósitos de Carbono (C) (INGRAM, 1983; MOORE, 1997; CAMPOS et al., 2011).

As turfeiras são ambientes altamente sensíveis a variações nas condições atmosféricas e funcionam como verdadeiros arquivos naturais de mudanças climáticas e da vegetação ocorridos ao longo de sua formação (MARTINEZ CORTIZAS et al., 2002; FARMER et al., 2009; KYLANDER et al., 2013). Na SdEM (Serra do Espinhaço Meridional) foram observados pelo menos seis períodos de mudanças climáticas ocorridos no Pleistoceno e Holoceno com forte influência sobre os processos sedimentares (HORAK-TERRA, 2014).

Apesar da importância ambiental deste ecossistema, são escassos os trabalhos que relacionam a morfoestratigrafia aos processos hidrológicos responsáveis pela formação das turfeiras. Em Maine (USA), Comas; Slater; Reeve,

(2004) e Comas; Slater; Reeve (2005ab) utilizaram o Radar de Penetração no solo (Ground Penetrating Radar - GPR) para estudar a influência do embasamento rochoso sobre a drenagem e a sua relação com os processos de formação da turfeira, bem como a influência destes fatores nas variações espaciais das características da vegetação.

Baseado na hipótese de que as turfeiras se formam em decorrência da condição de hidromorfismo proporcionada por estruturas quartzíticas condicionantes da drenagem, este trabalho objetiva estudar as principais relações entre a estratigrafia e as geoformas, a partir da caracterização espacial do meio físico e do uso do GPR para análise de estruturas subsuperficiais. Especial atenção foi dada à cronologia dos eventos e a sua relação com mudanças climáticas ocorridas desde o Pleistoceno superior até o Holoceno.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Evolução Geomorfológica e Geocronologia dos Eventos

A área em estudo está inserida no maciço quartzítico da SdEM (Saadi, 1995), cujo relevo apresenta-se bastante acidentado com cotas altimétricas, geralmente, superiores a 1.000 m e com altitude média de 1.250 m. O ponto de maior elevação ocorre no topo do Pico do Itambé a 2014 m (NEVES; ALMEIDA - ABREU; FRAGA, 2005). Este conjunto de elevações bumerangueiformes de direção norte (N) – sul (S) e com convexidade orientada para W (oeste) apresenta padrão estrutural com rochas fortemente deformadas e fraturadas em virtude de processos tectônicos pré-cambrianos (SAADI, 1995).

A evolução geomorfológica da SdEM é marcada por uma sucessão de eventos denudacionais e deposicionais que ocorreram durante o Mesozóico, Paleógeno, Neógeno e Quaternário (NEVES; ALMEIDA - ABREU; FRAGA, 2005). As superfícies resultantes destes eventos foram estudadas por vários autores, dentre os quais se destacam King, (1956), Saadi; Valadão, (1987), Saadi (1995), e agrupadas em quatro superfícies principais: Gondwana, Pós-Gondwana, Sul-Americana e Velhas (KING, 1956).

Segundo King (1956), resquícios da superfície Gondwana (Cretáceo Inferior – Médio) ocorrem na região da Serra do Cipó, a uma altitude de 1.800 m; a superfície Pós-Gondwana (Cretáceo Superior – Paleoceno) estaria a 1.400 m; enquanto a superfície Sul– Americana (Eoceno – Oligoceno) entre 1.100 e 1.200 m.

No Planalto Diamantina, o nível da superfície gondwânica ocorre sob forma de alinhamento NE - SW entre a cidade de Serro e Diamantina. Nesta última, o nível pós-gondwanico, é representado por um platô ondulado entre 1.250 e 1.300 m. A 1.400 m de altitude, à W do distrito de Guinda, resquícios desta superfície formam o atual divisor de água entre as bacias do Rio São Francisco e Jequitinhonha. A superfície Sul-Americana, por sua vez, mostra uma inclinação de W para E entre 800 m na região de Serro e a 1.000 m na borda W (SAADI, 1995; NEVES; ALMEIDA - ABREU; FRAGA, 2005).

Estudos realizados no Planalto Diamantina por Abreu (1982) definiu três níveis escalonados do relevo regional, concordantemente com modelo proposto por King (1956).

O nível Pós-Gondwana estaria entre 1.200 e 1.400 m e apresenta um arqueamento ao longo de um eixo meridional. Esta superfície comportaria *inselbergs* quartzíticos e couraças ferruginosas associadas a filitos hematíticos e quartzitos ferruginosos da Formação Sopa Brumadinho, além de rochas metabásicas (ABREU, 1982).

A superfície Sul-Americana estaria localizada entre as altitudes de 1.000 e 1.100 m, sob aspecto de retalhos desnivelados verticalmente por falhas normais com direção predominantemente NW e SE. Esta superfície abriga jazidas de Manganês com espessura de até 2 m (ABREU, 1982).

A superfície representativa do Ciclo Velhas estaria localizada entre 750 e 800 m ao longo do Rio Jequitinhonha, à jusante do distrito de Mendanha. É formada por terraços cascalhentos que seriam testemunhos de uma última fase de pedimentação datada do último período glacial do Hemisfério Norte (ABREU, 1982).

Segundo Saadi (1995) as condições paleoclimáticas durante a evolução geomorfológica da SdEM foram predominantemente úmidas e quentes e as fases de aridificação, sugerida por outros autores, podem ter sido apagadas pelo intemperismo acentuado dos períodos úmidos, o que dificulta a realização de estudos mais detalhados a cerca do contexto geomorfológico desta área.

Os dados e informações de cunho geomorfológico disponíveis na literatura têm se mostrado muito diversificados tanto pelo enfoque como pela profundidade de detalhamento, além de desconectados espacialmente. Neste sentido, para o estudo das inter-relações entre as geoformas e a formação das turfeiras fez-se necessário elaborar uma abordagem sobre a configuração atual do relevo gerado por modelos topográficos, sensoriamento remoto e trabalhos de campo.

2.2 Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional

2.2.1 Turfeiras como Ambiente de Acúmulo de Água e Carbono

As Turfeiras são ecossistemas formados em ambientes onde predominam Organossolo que, por sua vez, é formado pelo acúmulo em sucessão de restos vegetais em ambientes que apresentam condições desfavoráveis a atividade de microrganismos decompositores, ao mesmo tempo em que permite o desenvolvimento de uma vegetação adaptada a condição de hidromorfismo e

oligotrofismo (MOORE, 1997; EMBRAPA, 2013). Na SdEM, as turfeiras são extremamente ácidas, apresentam baixos teores de cátions básicos e fósforo mas com elevada CTC e teores de Al^{3+} trocável acima de $5\text{ cmol}_c\text{kg}^{-1}$. (SILVA, 2005; SILVA et al., 2009ab; CAMPOS; SILVA; VIDAL-TORRADO, 2012).

Devido às suas características físicas e químicas, este ecossistema possui forte influência sobre a dinâmica e a qualidade da água no ambiente ao qual se insere (INGRAM, 1983; MOORE, 1997; CAMPOS et al., 2011). O equilíbrio existente entre as forças mátricas e de capilaridade, que atuam no sentido inverso às forças da gravidade e da evapotranspiração fazem deste ecossistema um sistema altamente eficiente na manutenção de água em seus poros, permitindo que este se forme mesmo em lugares com baixos índices pluviométricos (MOORE, 1997).

Na região de Diamantina – MG, estudos realizados por Campos; Silva; Vidal-Torrado (2012) mostram que, apesar de ocupar apenas cerca de 12 % da área da bacia na qual se insere, a turfeira do Pau-de-Fruta armazena cerca de 77% do excedente hídrico, além de garantir a perenidade do Córrego das Pedras durante os 7 meses onde a EVT é superior a precipitação.

Segundo Rydim; Jeglum, (2006) o entendimento dos fatores condicionantes da hidrologia em turfeiras e a sua relação com processo de paludização é uma tarefa extremamente complexa, dado o grande número de variáveis envolvidas, que vão deste a configuração do embasamento rochoso até os processos de compactação e a formação de moléculas orgânicas complexas nas camadas basais.

Em todo o mundo este ecossistema tem sido amplamente estudado devido a sua fragilidade ambiental e sua importância como ambientes de sequestro de carbono (DAWSON; SMITH, 2007; BURDEN et al., 2013; PARRY; CHARMAN, 2013). Segundo Martinelle et al., (2009) o estoque de carbono nos solos da Terra é da ordem de 1,6 trilhões de toneladas distribuídos em uma área de aproximadamente 10 bilhões de hectares. Somente nas turfeiras estão armazenados cerca de 455 bilhões de toneladas em 420 milhões de hectares no mundo (GOHRAM, 1991). Analisando em conjunto os dados de Martinelle et al. (2009) e Gohram, (1991) pode-se observar que as turfeiras representam apenas 4,2 % dos solos do Planeta e estocam 28,4 % de seu C. Em turfeiras tropicais, Campos; Silva; Vidal-Torrado, (2012) ressaltam a importância das turfeiras de altitude como ambiente de acúmulo de C e atribuem a forte variabilidade espacial da deposição deste elemento a questões relacionadas à hidrologia. Entretanto, pouca atenção foi

dada às diferenças geomorfológicas entre as turfeiras encontradas e ao papel da configuração litoestratigráfica como agente condicionante da hidrologia do meio.

Os mapeamentos e levantamentos de turfeiras realizados em todo o mundo dão atenção quase exclusiva às turfeiras superficiais que são de fácil localização e visualização. Entretanto, são escassos os estudos que buscam caracterizar e estudar paleoturfeiras ou turfeiras soterradas por sedimentos depositados durante eventos climáticos mais intensos.

2.2.2 Turfeiras como Arquivos de Mudanças Climáticas

As turfeiras são comumente utilizadas como registros de acúmulos de metais pesados na atmosfera e de mudanças ambientais ocorridas em períodos pretéritos (MARTINEZ CORTIZAS et al., 2002; FARMER et al., 2009; KYLANDER et al., 2013). Essas informações podem ser obtidas a partir da datação por ^{14}C e da composição isotópica da MO. O primeiro fornece informações acerca da cronologia dos eventos, enquanto o segundo permite identificar a fonte da MO, tendo em vista que os vegetais podem ser separados de acordo com o seu ciclo fotossintético em C3 (espécies arbóreas e arbustivas), C4 (espécies rasteiras de gramíneas) e CAM (espécies de bromélias e cactos). As espécies C3 apresentam valores $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -24 e -38 ‰, espécies C4 apresentam valores entre -11 e -15 ‰ e espécies CAM apresentam valores entre -11 e -29‰ (BOUTTON, 1991; MARTINELLI et al. 2009).

Estudos realizados por Horak (2009) identificaram, por meio de assembléias palinológicas, composição isotópica e elemental do carbono e do nitrogênio, composição isotópica da vegetação e datações por ^{14}C cinco mudanças climáticas que ocorreram desde o Pleistoceno Superior até o Holoceno Superior, sendo que estas variações de clima se refletiram na vegetação colonizadora do meio.

Na turfeira do Pau-de-Fruta, uma combinação de proxies realizados por Horak-Terra, (2014) identificou seis fases de mudanças climáticas durante o Holoceno: a primeira, compreendida entre 10 e 7,4 mil anos AP apresentou clima úmido e frio; entre 7,4 e 4,2 mil anos AP o clima foi úmido e quente; no período entre 4,2 e 2,2 mil anos AP foi observado clima seco e quente com processos erosivos frequentes; entre 2,2 e 1,2 mil anos AP o clima foi seco; o clima foi sub-úmido com elevadas taxas de acúmulo de turfa entre 1,2 e 0,4 mil anos AP e sub úmido com

forte processos erosivos em datas contemporâneas. Na turfeira de Pinheiro a mesma autora identificou seis mudanças climáticas ocorridas a partir do Pleistoceno Tardio. A primeira, compreendida entre 60 e 38,2 mil anos AP o clima variou de sub-úmido a seco e frio; entre 39 e 27,8 anos AP o clima foi seco e quente com alguns resfriamentos locais; entre 27,8 e 16,4 mil anos AP o clima foi muito frio; de 16,4 a 6,6 mil anos AP o clima foi muito úmido e muito frio; entre 6,6 e 3,3 mil anos AP o clima foi seco e quente; nos últimos 3,3 mil anos AP o clima foi seco e quente com tendência a úmido. Geralmente, em clima desfavorável a sobrevivência vegetal, os processos erosivos foram mais intensos.

Em vários países a importância deste ecossistema já foi percebida. Em 1992, a Comunidade Econômica Européia (CEE) considerou, por meio de Instrução Diretiva, as Turfeiras como ambientes naturais de interesse comunitário prioritário para conservação. A Espanha, por exemplo, protegeu integralmente as Turfeiras em 1995 por meio de decreto Real (PONTEVEDRA-POMBAL, 2002).

Em 2005, a Serra do Espinhaço Meridional foi elevada pela UNESCO a “Reserva da Biosfera Terrestre” (SILVA et al., 2005) o que ressalta a importância ambiental dessa cordilheira e a importância de se estudar e preservar suas turfeiras.

2.3 Radar de Penetração do Solo (GPR)

Durante os mapeamentos realizados na região da SdEM foram localizadas ravinas de erosão que expõem áreas onde turfeiras ocorrem soterradas por depósitos aluvionares ou colúvio-aluvionares. A ocorrência de tais turfeiras enterradas coloca em evidência a dinâmica geomorfológica desses vales úmidos, com intercalação de sedimentos minerais e orgânicos. Para um adequado entendimento de seu papel no ecossistema e uma estimativa mais correta da ocorrência desses depósitos orgânicos na região, é fundamental conhecer a disposição espacial e o padrão de ocorrência desses depósitos enterrados.

Devido a inviabilidade de se fazer tradagens por toda a área, optou-se pela utilização do GPR para identificar tais depósitos, tendo em vista que esta é uma técnica de aquisição de dados não destrutiva, prática, muito eficiente e relativamente barata. Além de localizar turfeiras em subsuperfície, o GPR foi utilizado para se estudar a configuração do embasamento rochoso subjacente as turfeiras bem como

a ocorrência de fraturas, falhas e a presença de soleiras, todos condicionantes do fluxo hídrico.

O método se baseia na transmissão de ondas eletromagnéticas (EM) repetidamente para a subsuperfície por meio de uma antena transmissora. Ao atingirem materiais contrastantes em relação às suas propriedades elétricas as ondas são refletidas e captadas na superfície por uma antena receptora. O tempo gasto pelas ondas desde o momento de sua emissão até a sua captação na antena receptora é registrado em uma central de processamento, sendo armazenada em computador (DANIELS, 2004; JOL, 2008).

A qualidade dos resultados gerados pelo GPR depende basicamente de três propriedades físicas apresentadas pelos materiais geológicos: permeabilidade magnética, permissividade dielétrica e a condutividade elétrica.

- Permeabilidade magnética: refere-se a uma constante de proporcionalidade entre o campo magnético e o campo magnético induzido e não tem apresentado influência significativa na propagação de ondas de radar. Entretanto, este parâmetro torna-se de grande importância quando se trata de solos ricos em minerais ferromagnéticos (DANIELS, 2004; JOL, 2008).

- Permissividade dielétrica (ϵ_r): descreve a habilidade de um material em armazenar energia eletromagnética e liberar na forma de cargas elétricas (JOL, 2008). Este parâmetro é fortemente afetado pelo meio e possui grande importância para estudos com GPR porque pode prejudicar de maneira significativa a qualidade dos sinais. No solo, a água, a matéria orgânica e as argilas são exemplos de materiais que podem elevar consideravelmente os valores de ϵ_r e atenuar de maneira significativa os sinais de radar (DANIELS, 2004; JOL, 2008).

- Condutividade elétrica: refere-se a habilidade de um determinado material em conduzir corrente elétrica e pode ser fortemente influenciada pela presença de sais na solução do solo (DANIELS, 2004; JOL, 2008).

Das três propriedades supracitadas, a condutividade elétrica é a mais importante, pois sua presença em um determinado ambiente pode atenuar a resposta eletromagnética do radar chegando a inviabilizar os resultados.

Os primeiros trabalhos realizados com GPR para estudos relacionados a solos foram executados por Benson; Glaccum (1979) e Johnson; Glaccum; Wojtasinski, (1980) na Flórida – USA. Entretanto, muitas foram as transformações da técnica até os dias atuais, principalmente no que se refere à aquisição e processamento dos dados, que se deu em virtude da evolução dos sistemas computacionais (JOL, 2008).

Muitos têm sido os trabalhos com o objetivo de aumentar a eficiência, a precisão e a adaptabilidade desta técnica aos mais diversos ambientes (JOL, 2008). Estudos realizados em turfeiras têm mostrado a forte relação entre a estratigrafia e o teor de água, bem como, a forte influência do controle estrutural subsuperficial sobre a hidrologia do meio e a formação destes depósitos (COMAS; SLATER; REEVE, 2004; DOOLITTLE et al., 2006; COMAS; SLATER, 2007).

Comas; Slater; Reeve (2005ab) mostraram, tanto em escala de microbacia como em laboratório, a potencialidade do uso do GPR para estudos relacionados a gases biogênicos em turfeiras e a sua relação com a hidrologia (COMAS; SLATER, 2007).

Apesar de apresentar elevada capacidade de atenuar sinais de GPR pelos elevados teores de MO e de umidade, os resultados obtidos em trabalhos nos USA e na Europa têm sido satisfatórios (COMAS; SLATER; REEVE, 2004; DOOLITTLE et al., 2006; COMAS; SLATER, 2007). O uso de antenas que trabalham na frequência entre 100 e 250 MHz têm conseguido resultados até profundidades de 4 metros e mantido uma boa resolução nos radargramas (DOOLITTLE et al., 2006; COMAS; SLATER, 2007) o que torna esta técnica de grande valia para estudos em turfeiras.

No presente estudo, o GPR foi utilizado como ferramenta de estudo da configuração do embasamento rochoso e a sua relação com a formação de ambientes hidromórficos. Apesar da elevada capacidade da MO e da umidade em atenuar os sinais de GPR, o forte contraste entre a turfa propriamente dita e o quartzito favorecem a visualização da estratigrafia do conjunto turfeira/rocha e ou turfa/areia.

3 MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo possui, aproximadamente, 5.200 km² e abrange boa parte do maciço quartzítico da SdEM (Figura 1), incluindo importantes compartimentos como o Planalto Diamantina, a Depressão de Gouveia e o Alto Vale do Jequitinhonha (SAADI, 1995).

O clima é, de acordo com a classificação de Koppen, Cwb – mesotérmico com temperatura média anual de 18,7°C. Os invernos são frios e secos enquanto os verões são brandos e úmidos. A precipitação média anual é de 1.500 mm (SILVA et al, 2005).

Figura 1 - Localização da área de estudo

3.1 Descrição do Meio Físico

3.1.1 Geologia

O final do Paleoproterozóico (1.752 Ma) registra o início do processo de rifteamento que originou a paleobacia onde se depositaram os sedimentos constituintes das rochas do Supergrupo Espinhaço. O colapso desta bacia se deu durante o Mesoproterozóico (1.250 Ma), evidenciado por feições de forças compressivas e pelo movimento de E para W (ALMEIDA-ABREU, 1995). O fim do movimento é datado de 1.000 Ma onde se observa um período de relativa estabilidade tectônica (ALMEIDA-ABREU; RENGGER, 2002; ALMEIDA-ABREU, 1989). No final do Neoproterozóico, surge um novo sistema de forças promovendo o movimento convergente de placas tectônicas que resultou em empurrões de E para W formando falhas, fraturas, sinclinais e anticlinais com forte influência sobre a atual configuração do relevo local (ALMEIDA-ABREU, 1995; DUSSIN; DUSSIN, 1995; FOGAÇA, 1997).

Os litotipos do Supergrupo Espinhaço dominam amplamente a área de estudo e são divididos em dois grupos principais: o grupo Guinda e o grupo Conselheiro Mata (Tabela 1; Figura 2). O primeiro reúne uma espessa camada de sedimentos de origem continental intercaladas com metavulcanitos da fase *rifte* da Bacia do Espinhaço, enquanto o segundo reúne as cinco formações superiores do Supergrupo Espinhaço representada por uma espessa camada de sedimentos de origem marinha costeira com certa contribuição de sedimentos de origem continental (ALMEIDA-ABREU, 1989; ALMEIDA-ABREU, 1995; DUSSIN; DUSSIN, 1995).

Na porção centro-sul da área de estudo, próximo a cidade de Gouveia, encontra-se o Complexo Gouveia (Tabela 1; Figura 2), conhecido localmente por Depressão de Gouveia, cujo embasamento litoestratigráfico apresenta predomínio de granitos, migmatitos e anfibolitos de idade arqueana (ALMEIDA-ABREU, 1989; ALMEIDA-ABREU, 1995; DUSSIN; DUSSIN, 1995).

Diques e sills de rochas metamagmáticas básicas de idade pós Espinhaço ocorrem em toda a área (ALMEIDA-ABREU, 1995) (Figura 2). Na porção sudeste, estas rochas ocorrem formando a Suite ultramáfica de Pedro Lessa (ALMEIDA-ABREU, 1995).

Tabela 1 - Descrição dos principais componentes litoestratigráficos da área de estudo

Grupo	Formação	Litologia
Macaúbas	Duas Barras	Quartzitos médios a grossos com bandas decimétricas de microconglomerados monomíticos e com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de pequeno e médio porte.
	Serra do Catuni	Metadiamiclitos de matriz quartzosa a micácea, com intercalações de metassiltitos e quartzito fino a médio
Conselheiro Mata	Rio Pardo Grande	Metassiltitos e metargilitos em associação rítmicas, com laminações cruzadas, lenticulares e com lentes de dolomito
	Córrego Pereira	Quartzitos médios a grossos, puros ou micáceos (localmente feldspáticos), com estratificações cruzadas, laminações convolutas, marcas ondulares e diques de injeção sin-sedimentar.
	Córrego da Bandeira	Filitos, metassiltitos e metargilitos com níveis mediano de quartzitos finos e com estratificações e laminações cruzadas e lenticulares
	Córrego dos Borges	Quartzitos laminados com canais de erosão (porção basal) e quartzitos médios micáceos com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e, localmente, com lentes de metabrecha monomítica intraformacionais
	Santa Rita	Metassiltitos, metargilitos e quartzitos sericíticos em arranjo rítmico, com estratificações e laminações plano-paralelas e irregulares.
Grupo Guinda	Galho do Miguel	Quartzitos puros, finos, com mega-estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e marcas ondulares
	Sopa-Brumadinho	Conjunto heterogêneo com freqüentes variações faciológicas laterais e verticais de filitos e quartzitos finos a médios
	São João da Chapada	Quartzitos micáceos, geralmente grossos, onde são comuns lentes de metabrechas e metaconglomerados e na parte superior por filitos hematíticos
Complexo de Gouveia		Conjunto heterogêneo de rochas, onde predominam granitos e migmatitos, aflorantes nas proximidades de Gouveia
Grupo Costa Sena		Quartzo xistos, quartzo-mica xistos com ou sem cianita, clorita-quartzo xisto, localmente com formação ferrífera e metavulcanitos ácidos (Formação Barão do Guaicuí)
Metamagmáticas Básicas		Corpos intrusivos, de natureza básica, pertencentes à seqüência arqueana e mesoproterozóica
Coberturas Superficiais		Depósitos petroplínticos e aluviais recentes

Figura 2 - Mapa Geológico da Área em Estudo gerado a partir de cartas geológicas da CODEMIG – companhia de desenvolvimento econômico de Minas Gerais (www.comig.com.br); CPRM – Serviço Geológico do Brasil (www.cprm.gov.br)

O estudo da compartimentação geológica da área foi feito a partir da análise de uma compilação de cartas geológicas das Folhas Diamantina (FOGAÇA, 1996), Presidente Kubitschek (KNAUER; FOGAÇA, 1996), Rio Vermelho (TUPINAMBÁ et al., 1996) e Serro (KNAUER; GROSSI SAD, 1996), em escala 1:100.000 do projeto Serra do Espinhaço da CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais). O ajuste de alguns limites, bem como correções, foram feitos em trabalhos de campo onde procedeu-se também as descrições de falhas, fraturas e movimentos de blocos. O processamento dos dados foi feito no software Arc Gis 9.2, utilizando como Datum o WGS 1984 23S.

3.1.2 Geomorfologia

3.1.2.1 Organização do Relevo

No Planalto Diamantina, proximidades do município homônimo, o predomínio de uma litologia quartzítica constitui uma cobertura rígida e muito tectonizada, cujas formas de relevo resultantes da dissecação fluvial são representadas por cristas, escarpas escalonadas e vales encaixados, adaptados às direções tectônicas (ABREU, 1982; SAADI, 1995; NEVES; ALMEIDA - ABREU; FRAGA, 2005).

Na porção E, onde se observa padrões marcantes do Orógeno Espinhaço pela presença de lineamentos orientados N-S e NNW – SSE associados ao sistema de empurrões de E para W, o relevo é marcado por feições herdadas destes esforços compressivos que, em virtude da natureza rúptil do material, gerou uma série de dobras, falhas e fraturas e lineamentos diversos. Além destas feições, são comuns a ocorrência de diques, sills e stockes de metabásicas comuns em todo o compartimento (SAADI, 1995; AUGUSTIN et al., 2011).

Estruturas de grandes dobramentos também parecem ter exercido importante influência sobre a direção e o padrão de drenagem (AUGUSTIN et al., 2011). Parte dos rios da região apresenta direção S-N/N-S o que poderia ter sido ocasionado pelo encaixe da drenagem aos eixos dos sistemas dobrados de sinclinais e anticlinais com grande raio de curvatura. Os fraturamentos originados durante os processos de dobramentos foram inicialmente aproveitados pela drenagem que, ao encaixar e abrir os vales contribuiu para a remoção parcial destas dobras (AUGUSTIN et al., 2011).

Na região centro/Sul, nas proximidades da cidade de Gouveia, o relevo marcado por formas colinares e suaves ocorrem associadas às rochas menos resistentes ao intemperismo químico como granitos, migmatitos, gnaisses e filitos pertencentes ao Complexo Gouveia e Grupo Costa-Sena. As bordas deste compartimento são nitidamente escarpadas, com traçados regulares sustentados por formações quartzíticas no topo. É característico o paralelismo entre as escarpas e o curso d'água principal (NEVES; ALMEIDA - ABREU; FRAGA, 2005)

Na borda E da área de estudo, o escarpamento não apresenta a mesma regularidade e continuidade observada na borda W. O traçado geral apresenta uma concavidade orientada para E com escarpamento descontínuo e altura variando entre 100 e 400 metros, frequentemente, composto por dois ou mais degraus de bruscas mudanças de direção. Esta combinação é, provavelmente, uma combinação entre a resistência das rochas e das estruturas tectônicas presentes na borda (NEVES; ALMEIDA - ABREU; FRAGA, 2005).

3.1.2.2 Mapeamento das Geoformas

Para mapeamento das feições geomorfológicas e identificação de potenciais áreas de ocorrência de turfeiras, foram utilizadas imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e Imagens Landsat 7. O processamento foi realizado no software Arc Gis 9.2, sendo gerados os seguintes produtos: mapa de declividade, mapa hipsométrico e sombreamento do relevo (GROHMANN et al., 2007; CARVALHO; BAYER, 2011; AUGUSTIN et al., 2011).

A geração da rede de drenagem foi feita de maneira automática segundo metodologia desenvolvida por (O'CALLAGHAN; MARK, 1984; TARBOTON et al., 1991; TARBOTON et al., 1992; TESFA et al., 2011). Após a geração desta, foram feitos ajustes utilizando composições de banda 321 e 543 de imagens landsat 7. Este procedimento fez-se necessário para corrigir falhas do modelo e ajustar os meandros dos rios, já que o modelo gerado tende a criar um conjunto de retas de modo a formar uma curva.

Também foi elaborado o mapa de lineamentos estruturais a partir dos mapas da rede de drenagem e hipsométrico, fazendo-se a demarcação de anomalias de drenagem, tais como segmentos retilíneos, cotovelos, alinhamentos de pontos de confluência, assimetria de sub-bacias, além de demarcação de escarpas de relevo

retilíneas e cristas alinhadas. Tal mapeamento objetivou identificar eventuais feições de controle estrutural na configuração espacial dos sedimentos colúvio aluviais e das turfeiras e também de sua relação com a declividade. Tais lineamentos foram checados em campo nos pontos selecionados para estudos em detalhes.

Para validação dos modelos gerados e como ferramenta auxiliar na caracterização do relevo, da rede drenagem e no delineamento dos depósitos colúvio/aluvionários foram utilizadas fotografias aéreas em escala 1:25.000 de 1979, disponibilizadas pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil e analisadas por estereoscopia. Após os ajustes feitos em escritório, foram coletadas coordenadas *in loco* com GPS utilizadas como pontos de amarração e para auxiliar no ajuste e na comprovação do tipo de rede de drenagem.

As feições consideradas semelhantes foram agrupadas tendo como base as características morfoesculturais, cujas formas são resultantes da ação da água e de processos denudacionais e características morfoestruturais onde as formas do relevo estão associadas a aspectos tectônicos e estratigráficos (FONSECA, 2009; AUGUSTIN et al., 2011).

A partir da análise integrada dos mapas geológico, hipsométrico, de drenagem, de declividade, de sombreamento do relevo e da caracterização das formas dominantes de esculturação do relevo e das ocorrências identificadas em campo foi possível delimitar áreas de degradação e de agradação, ou seja, formas erosivas e deposicionais, respectivamente (DEMECK, 1972).

Tal análise possibilitou a compartimentação do relevo, identificando as unidades morfoestratigráficas existentes. Mediante uma análise detalhada do mapa geológico e do mapa de compartimentação do relevo, dando especial atenção às áreas planas, com aspecto de agradação e sob litologia quartzítica foram selecionadas diversas áreas com padrões indicativos de ocorrência de turfeiras atuais e pretéritas. Após a verificação em campo destes padrões, cinco áreas representativas foram escolhidas para detalhamento.

3.2 Áreas selecionadas para detalhamento

Dentro das geoformas de agradação e com pouca declividade e potencial de ocorrência de turfeiras, foi possível separar quatro unidades: planícies quartzíticas, vales encaixados com fundo plano, vales alongados ladeados por vertentes suaves

e vales suspensos. A seguir são apresentadas as cinco áreas selecionadas como representativas das geoformas e substrato rochoso com potencial de ocorrência de turfeiras na SdEM.

3.2.1 Serra da Doida (planície quartzítica)

Localiza-se a 23 Km de Diamantina –MG, na estrada que liga a referida cidade ao distrito de Conselheiro Mata (coordenadas UTM 623000 E; 7977000 N). Trata-se de planície adjacente a *Inselbergs* quartzíticos (Saadi, 1995), formados por quartzitos finos da Formação Galho do Miguel (95% de quartzo) (Figura 3).

Figura 3 - Paisagem de planície quartzíticas da Serra da Doida. Em segundo plano, detalhe do afloramento de quartzito conhecido localmente como Serra da Doida

3.2.2 Canyon Batatal (vale encaixado com fundo plano)

Localiza-se na margem direita da estrada sentido Diamantina/Conselheiro Mata em área de transição entre relevo fortemente movimentado esculpido sobre os quartzitos da Formação Galho do Miguel e Planícies Rebaixadas Sobre Filitos (coordenadas UTM 623000 E; 7978000 N). Todo o entorno da área, exceto o extremo W, é formado por afloramentos de rochas. Nas encostas, a declividade pode chegar 52 % (Figura 4).

Figura 4 - Paisagem de ocorrência de turfeira em vale encaixado com fundo de vale plano no Canyon Batatal. Observar o forte contraste entre o relevo fortemente movimentado sob litologia quartzítica em segundo plano e o relevo suave sob litologia filítica em primeiro plano

3.2.3 Serra da Felizarda (planície quartzítica)

Está localizada a 25 Km da cidade de Diamantina à margem esquerda da estrada que liga a referida cidade ao distrito de São João da Chapada (coordenadas UTM 634950 E; 7991980 N). Apresenta altitude de 1340 m em uma paisagem marcada pelo imponente afloramento de quartzito da Formação Galho do Miguel, denominado localmente como “Serra da Felizarda”. Adjacente ao afloramento, observa-se uma planície (declividade 0 a 1%) com pequenas depressões (Figura 5).

Figura 5 - Paisagem de planície sobre rochas quartzíticas da Formação Galho do Miguel com potencial de ocorrência de turfeiras. Em primeiro plano, vegetação graminóide e solo arenoso. Em segundo plano, detalhe do afloramento de quartzito conhecido localmente como Serra da Felizarda

3.2.4 São João da Chapada (vale suspenso)

Localiza-se a sete quilômetros do distrito de São João da Chapada a uma altitude de 1500 m (coordenadas UTM 628200 E; 7998400 N) (Figura 6). A área apresenta litologia, predominantemente, quartzítica pertencente à Formação Sopa Brumadinho. Níveis de petroplintita foram observados nos topos na porção NE e NW sobrejacentes a filitos hematíticos. Nas vertentes a NE e SW, solos mais desenvolvidos formados a partir de rochas metabásicas intrusivas sustentam formas de relevo mais suaves.

Figura 6 – A) Paisagem da turfeira de São João da Chapada com detalhe, em primeiro plano da fitofisionomia Campo Limpo Úmido e, em segundo plano, capão de Floresta Estacional Semidecidual. Ao fundo, topos sustentados por petroplintita. B) Detalhe do limite entre a turfeira e a escarpa (seta), em segundo plano, detalhe de planícies quartzíticas e rochas da Formação Galho do Miguel ao fundo

3.2.5 Pinheiro (vale alongado ladeado por encostas suaves)

Localiza-se nas proximidades do distrito de Pinheiro a uma altitude de 1300 m, em uma paisagem cujos topos são sustentados por níveis de petroplintita ou por solos rasos desenvolvidos de quartzitos (Figura 7), que afloram no terço inferior da encosta.

Figura 7 - Paisagem da turfeira de Pinheiro. Em primeiro plano, vegetação de Cerrado ocupando partes elevadas sob influência de petroplintita e, em segundo plano, vale que abriga a turfeira em estudo

3.3 Coleta dos perfis, descrição e análise granulométrica

Amostras de perfis representativos de cada uma das cinco áreas selecionadas foram coletadas e descritas segundo Santos et al., (2005). Em turfeiras enterradas as amostras foram coletadas em perfis abertos. Turfeiras em superfície foram coletadas em tubos de alumínio por vibrotestemunhador, sendo o solo descrito em laboratório. Em turfeiras superficiais foram analisados também os teores de umidade (Um), matéria orgânica (MO), fibras esfregadas (FE), densidade do solo (Ds), densidade da matéria orgânica (Dmo), material mineral (MM), Cor pelo pirofosfato de sódio e classificação pela escala de Von Post (EMBRAPA, 2013).

Para análise granulométrica, o excesso de matéria orgânica foi oxidado com peróxido de hidrogênio 30% (EMBRAPA, 2013), em seguida as amostras foram passadas em peneiras com a abertura de malha entre 2,0 mm e 0,062 mm e montados os perfis sedimentológicos (BRIDGE, 2006; NICHOLS et al., 2007).

3.4 Datações

Amostras de perfis representativos das cinco áreas selecionadas foram coletadas e enviadas para datações, sendo os sedimentos minerais datados por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e a matéria orgânica por carbono 14 (C^{14}). O primeiro caso é baseado no fenômeno da Luminescência que é uma propriedade física de determinados minerais que, quando previamente submetido à radiação ionizante, conseguem emitir luz ao serem submetido a um estímulo externo (DULLER 2004). A datação por radiocarbono, por sua vez, tem como princípio a concentração atmosférica bem como a meia vida do ^{14}C (PESSENDA et al., 2005; PESSENDA et al., 2010).

Amostras para datações por LOE foram coletadas com tubos de PVC de 2 polegadas de diâmetro e 50 cm de comprimento, introduzidos horizontalmente nas camadas de interesse do perfil. Um cuidado importante nesta coleta é que as amostras não podem receber luz (DULLER, 2004).

As amostras coletadas para datações por ^{14}C foram coletadas nas camadas de interesse, passadas em peneira de 2 mm de malha e enviadas ao laboratório. Em turfeiras de superfície, a amostragem foi feita por vibrotestemunhador.

3.5 Fracionamento Isotópico

Amostras coletadas em camadas de turfa em intervalos de 10 cm foram secas ao ar, moídas em grau de porcelana, passadas em peneiras de crivo 0,053 mm, sendo determinada a razão entre os isótopos radioativos $\delta^{13}\text{C}$ e ^{14}C por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo (PESSENDA; CAMARGO, 1991).

3.6 Trabalhos com Radar de Penetração no Solo (GPR)

Foram realizadas transeções com o GPR nas cinco áreas selecionadas para estudos em detalhe. O objetivo foi estudar tanto a possível influência da estratigrafia na formação das turfeiras bem como identificar turfeiras subjacentes a depósitos arenosos. O GPR utilizado foi da marca Mala com duas antenas blindadas, sendo uma de 250 MHz e outra de 500 MHz. A leitura do equipamento foi acompanhada em tempo real por um monitor acoplado ao sistema de processamentos dos sinais. Após os trabalhos de campo, os dados foram processados em laboratório com o software ReflexW com o objetivo de se remover ruídos, ajustar a profundidade apresentada no radargrama com a profundidade real em campo e melhorar a visualização das feições a partir da aplicação de filtros (COLLINS; DOOLITTLE, 1987; DANIELS; ROBERTS; VENDL, 1995; COMAS; SLATER, 2007; COMAS; SLATER; REEVE., 2004).

De maneira simplificada, as principais etapas do processamento dos dados no software ReflexW utilizados nos radargramas apresentados neste trabalho foram:

- *Static correction*: este comando permite determinar automaticamente o primeiro sinal de chegada significativo bem como ajustar a correta posição de início da leitura, de maneira a remover ruídos gerados na interface ar/solo.
- *Dewow*: este comando gera valores médios para cada traço que é subtraído de cada ponto central, deixando os dados mais organizados e melhorando a qualidade dos radargramas. Sinais de baixa frequência gerados durante a aquisição dos dados e que prejudicam a visualização das estruturas por gerar um excesso de informação são removidos, melhorando a precisão das informações captadas.

- *Gain function*: este comando permite um melhor aproveitamento dos dados, principalmente aqueles gerados em camadas mais profundas, tendo em vista que sofrem uma maior atenuação dos sinais, reduzindo a amplitude dos mesmos.

- *Migration*: os resultados gerados pelo GPR muitas vezes não são totalmente fiéis à realidade, principalmente em relação às profundidades das camadas. Desta forma, faz-se necessário este procedimento para ajustar a profundidade apresentada no radargrama com a profundidade real.

- *Topographic correction*: Este comando é utilizado pra ajustar a topografia do terreno com o radargrama gerado. É especialmente útil para estudo em áreas com declividades superiores a 3%.

- *Cálculo da velocidade de propagação da onda no solo*: A medição da velocidade de propagação da onda no solo foi feita a partir da medida em campo da profundidade da interface areia/turfa, tendo em vista que nos radargramas são apresentados os valores de tempo necessário para que a onda gerada pela antena transmissora (AT) chegue à referida interface e retorne ao equipamento, sendo captada pela antena receptora (AR) (DANIELS, 2004) (Figura 3). Nos trabalhos realizados em áreas com excesso de umidade e onde a turfa ocorre na superfície, a aferição da profundidade da interface turfa/embasamento ou turfa/sedimento mineral foi feita com a penetração de uma haste de alumínio.

A partir dos resultados da velocidade de propagação da onda no solo foi possível calcular o valor permissividade dielétrica (ϵ_r) através da equação:

$$V = \frac{0,3}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

V é a velocidade em m.ns^{-1} (metros/nano segundos); 0,3 refere-se a velocidade de propagação da onda eletromagnética no vácuo em m.ns^{-1} e ϵ_r é a permissividade dielétrica relativa (DANIELS, 2004; COMAS; SLATER, 2007).

Figura 8 - Esquema ilustrativo da metodologia utilizada para cálculo da velocidade de propagação da onda (v) e da permissividade dielétrica do solo

Outra maneira de se calcular a velocidade de propagação da onda no solo é a partir de hipérboles geradas pelo contato de uma estrutura fixa no solo, como uma rocha ou um tubo. Entretanto, no presente trabalho não foram observadas hipérboles claras e bem formadas, sendo assim adotou-se a metodologia citada acima.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Geomorfologia

Partindo-se de um ponto central, nas proximidades de Diamantina (Figura 9 A), é possível observar uma área de topografia mais elevada denominada por Saadi (1995) como Planalto Diamantina. Apesar de apresentar extensas áreas de relevo suave a suave ondulado, são comuns vertentes constituídas por afloramentos de quartzitos fortemente fraturados, dando um aspecto ruiforme à paisagem tal como descrevem Augustin et al.(2011).

As bordas deste platô apresentam relevo fortemente dissecado, evidenciando processos erosivos mais intensos. A drenagem apresenta grandes irregularidades quanto a sua configuração, variando de sub-dendrítica, em áreas com relevo mais suaves, até em padrão treliças em pontos sob maior controle estrutural (Figura 9 D).

À E, o relevo fortemente dissecado, marcado por vertentes irregulares e escarpas, abriga a bacia do Rio Jequitinhonha, em uma paisagem onde são comuns rochas expostas, muitotectonizadas e com vales profundos adaptados à falhas de direção N-S (ALMEIDA-ABREU, 1989). A rede de drenagem sofre forte influência de fatores estruturais marcados pelo aspecto de Treliça e Sub-dendrítico (Figura 9 D).

Na região SW, a maior susceptibilidade das rochas do embasamento cristalino ao intemperismo permitiu a formação de uma paisagem marcada por formas mais suaves de relevo (Figura 9 B e C) com padrão de drenagem, predominantemente, do tipo Dendrítico (Figura 9 D). A área foi denominada por Saadi & Valladão, (2003) como Depressão de Gouveia devido à dissecação diferencial em relação aos quartzitos do entorno, como observado no mapa hipsométrico (Figura 9 A).

Figura 9 - A) Mapa Hipsométrico com detalhes do Planalto Diamantina ao centro e o entalhamento do vale do Rio Jequitinhonha a E; B) Mapa de Declividade com detalhes do relevo mais aplainado na porção NW; C) Sombreamento do Relevo com detalhes das Cristas Quartzíticas na porção W e o relevo fortemente movimentado a L; D) Mapa dos Padrões de Drenagem

Na borda W, no entorno do distrito de Conselheiro Mata, mais a W, e alinhado no sentido N-S, observam-se áreas também de relevo mais suave, edificado sobre rochas mais susceptíveis ao intemperismo como os filitos das formações Santa Rita e Rio Pardo Grande. No entorno do distrito supracitado, a rede de drenagem apresentou padrão do tipo Dendrítico (Figura 9 D).

A compartimentação do relevo da área reflete em grande parte a influência do arranjo lito-estrutural desenvolvido pela sequência de eventos geotectônicos do Proterozóico, conforme já destacado por Saadi (1995), os quais resultaram na superposição das unidades litoestratigráficas segundo uma direção meridiana NNW – SSE. As diferentes resistências à erosão de tais unidades controlam os diferentes graus de dissecação do relevo compartimentando-o em unidades distintas, organizadas, a grosso modo, segundo esta mesma direção meridiana, destacando-se inclusive, o controle parcial exibido na sedimentação aluvial quaternária da área.

No entanto, nota-se que tal arranjo meridional das unidades geomorfológicas encontra-se segmentado na porção mediana da área por uma faixa de lineamentos estruturais de direção E – W (Figura 10), modificando tal compartimentação e controlando em parte a sedimentação aluvial quaternária, a qual passa a seguir ao longo desta faixa e um pouco além desta para N e para S um eixo principal de agradiação na direção W, conforme Figura 10.

Tais lineamentos associam-se a anomalias de drenagem constituídas de segmentos retilíneos, cotovelos, assimetria das sub-bacias hidrográficas alinhamento de pontos de confluência, além de um padrão em treliça (Figura 9 D).

A partir de uma análise integrada dos mapas geológico, hipsométrico, sombreamento do relevo, de declividade, da rede de drenagem e dos lineamentos da área de estudo, foi possível iniciar a compartimentação da paisagem dando especial atenção a áreas que apresentaram feição que propiciam o desenvolvimento de ambiente hidromórfico e, conseqüentemente, a formação das turfeiras.

Figura 10 - Lineamentos estruturais plotados sobre modelo digital de elevação com detalhe da concentração de lineamentos de direção E – W na porção mediana da área

4.1.1 Unidades Morfoestratigráficas

4.1.1.1 Colinas Policonvexas Sobre Granitos

Esta unidade está localizada no entorno da cidade de Gouveia e consiste em uma depressão encravada no maciço quartzítico da SdEM, circundada em todas as direções por escarpas íngremes (SALGADO; VALADÃO, 2003). Apresenta colinas e morrotes convexos e policonvexos (Figura 11 A) esculpidos em granitos, gnaisses e migmatitos do Complexo Gouveia (Arqueano) com intrusões metabásicas do Proterozóico Superior (SALGADO; VALADÃO, 2003; REZENDE et al., 2010; BARRETO et al., 2013).

A gênese desta depressão é condicionada, predominantemente, pelo processo de erosão diferencial, tendo em vista que as rochas do Complexo Gouveia são, significativamente, mais susceptíveis à denudação geoquímica do que os quartzitos puros e micáceos do entorno que tendem a se ressaltar na paisagem (SALGADO; VALADÃO, 2003; REZENDE et al., 2010).

A drenagem é predominantemente do tipo dendrítica com esparsos pontos onde a mudança abrupta de direção da drenagem é proporcionada por fraturas e ou por sistemas de juntas (SAADI, 1995). A falta de estruturas físicas que limitem o fluxo hídrico faz com que sejam menos comuns ambientes hidromórficos nesta unidade; entretanto, quando este ocorre, é somente sazonal o que favorece a formação de Plintossolos e Gleissolos.

4.1.1.2 Cristas Quartzíticas Alinhadas

Encontram-se edificadas, predominantemente, sobre quartzitos puros e finos das formações Galho do Miguel e Córrego Borges e se estendem desde o extremo S até o extremo N da área de estudo. As cristas apresentam fronts voltados para W e reversos para E (AUGUSTIN et al., 2011). A frequente ocorrência destas estruturas no compartimento W da área de estudo pode estar relacionada à gênese da Cordilheira do Espinhaço. Segundo Almeida-Abreu (1995), durante o Orógeno Espinhaço, a compressão se deu no sentido E – W, sendo que o grau de deformação das estruturas aumenta no sentido contrário, entretanto, é na porção E que estas estruturas encontram-se mais preservadas. As formas de relevo

resultantes desta complexa gênese, aliadas à sua esculturação pela dissecação fluvial, são representadas, principalmente, por cristas, escarpas, dorso anticlinal e vales profundos adaptados às direções tectônicas.

A orientação das Cristas Quartzíticas (Figura 11 B) exerce importante influência sobre a dinâmica fluvial, dado seu posicionamento perpendicular ao lineamento L – W observado na parte mediana da área de estudo. Esta condição faz com que a drenagem proveniente da parte elevada da paisagem seja reordenada, passando a fluir de maneira concordante a direção das cristas, o que propicia uma redução na energia do fluxo hidrológico e permite a formação de depósitos sedimentares e de ambientes hidromórficos.

Figura 11 - A) Colinas Policonvexas Sobre Granitos com afloramento de quartzito em último plano; B) Detalhe do alinhamento N-S de Cristas Quartzíticas; C) Serras e Morros Sobre quartzito; D - Morrotes e Colinas Lateríticos e Quartzíticos

4.1.1.3 Serras e Morros Sobre Quartzito

Esta unidade encontra-se edificada, predominantemente, sobre o conjunto heterogêneo da Formação Sopa Brumadinho e não apresenta a mesma regularidade e continuidade de formas observadas nas descrições anteriores (Figura 11 A e B). A configuração do relevo resulta da combinação entre litotipos com diferentes suscetibilidades ao intemperismo como quartzitos, metaconglomerados, granitóides e xistos, bem como com a grande variabilidade de estruturas tectônicas e orientações das mesmas (SAADI, 1995).

As formas de relevo que compõem esta unidade são as mais variadas; entretanto, as mais, comumente, encontrados são Serras e Morros com topos aguçados a convexos e vertentes retilíneas a côncavas (Figura 11 C). Os solos comumente encontrados nesta unidade são rasos e arenosos (SILVA, 2005).

A rede de drenagem apresentou um predomínio do padrão sub-dendrítico, mas com frequente ocorrência do padrão paralelo, comumente associado ao acamamento/bandamento do embasamento rochoso. Anomalias de drenagem como cotovelos, segmentos retilíneos e bacias assimétricas também foram observados, mas de ocorrência menos comum em relação a outras unidades.

Turfeiras foram observadas em locais específicos ocupando áreas discretas de drenagem restrita, geralmente associadas ao contato estreito com embasamento rochoso. Exceção foi observada na região de Guaribas onde se observou extensa área de turfeira associada a vale suspenso, bem preservada, e localizada sobre uma elevação conhecida como Serra dos Tristões.

Figura 12 - Compartimentos morfoestratigráficos da área de estudo com perfis topográficos AB e CD

4.1.1.4 Morrotes e Colinas Lateríticos e Quartzíticos

Representam o relevo residual ou de degradação composto por topos planos a ligeiramente convexos de litologia quartzítica ou sustentados por perfis de petroplintita, como observado à W do distrito de Guinda, ao S de Pinheiro e nas porções de topo no distrito de São João da Chapada (Figura 11 D). Os níveis de petroplintitas dos pontos supracitados estão localizados sobrejacentes a filitos da Formação Sopa Brumadinho e podem representar vestígios de uma superfície de aplainamento formada no Cretáceo Superior e Paleoceno denominada por King (1956) como Superfície Pós Gondwana. *Inselbergs* quartzíticos também são observados a W do distrito de Guinda e representam, segundo Saadi (1995), testemunhos de climas semi-áridos pretéritos.

A rede de drenagem apresenta padrão, predominantemente, sub-dendrítico nas áreas de relevo suave a suave ondulado, podendo ocorrer o padrão paralelo em áreas sob maior controle estrutural. Anomalias de drenagem como segmentos retilíneos e cotovelos foram observados em pontos específicos, geralmente, associados a falhas e adaptadas ao contato entre diferentes litotipos.

Aspecto marcante desta unidade é a ocorrência de vertentes constituídas por afloramentos de quartzíticos, fortemente fraturados e cisalhados, com tamanhos de matacões e com frequentes feições de dissolução, dando um aspecto ruiniforme à paisagem (AUGUSTIN et al., 2011; BARRETO et al., 2013).

4.1.1.5 Serras e Escarpas Quartzíticas

Relevo fortemente dissecado e edificado, em sua maior extensão, sobre quartzitos da Formação Sopa Brumadinho (Figura 13 A), mas com pequenas áreas sob influência de rochas do Grupo Macaúbas a SW e NE. Esta unidade abriga a nascente do Rio Jequitinhonha que possui forte influência sobre o relevo da parte E desta unidade.

A declividade nas encostas pode atingir valores superiores a 75 %, principalmente nas áreas do Pico do Itambé e seu entorno e no vale do rio Jequitinhonha. Os afloramentos de rochas são frequentes e os solos são, geralmente, pouco desenvolvidos, principalmente nas áreas sob litologia quartzítica.

Tanto a direção como o padrão da drenagem sofrem forte influência de fatores estruturais. A orientação N-S dos principais rios, como o rio Jequitinhonha, podem estar relacionados aos eixos de grandes dobramentos ocorridos no Orógeno Espinhaço, como sinclinais e anticlinais de grande raio de envergadura (AUGUSTIN et al., 2011).

4.1.1.6 Depósitos Colúvio-Aluvionares

Esta unidade é composta por áreas aplainadas formadas por depósitos de origem coluvial e aluvial (Figura 13 B) de idade quaternária, predominantemente arenosa e quartzosa, que podem ocultar turfeiras subjacentes aos mesmos. Estes depósitos são mais frequentes no compartimento W da área de estudo e sua gênese foi favorecida por lineamentos tectônicos de direção E - W. Nestas áreas, a drenagem de direção E - W são parcialmente barradas por estruturas tectônicas perpendiculares a esta direção como cristas e soleiras quartzíticas, e se reconfiguram, passando a fluir em sentido N - S. Esta reconfiguração reduz a energia do fluxo hídrico, favorecendo a deposição de sedimentos arenosos e de MO.

4.1.1.7 Serras e Morros Sobre Metabásicas

Localiza-se no extremo SE da área de estudo e está edificada, predominantemente, sobre rochas metabásicas da Suíte de Pedro Lessa (ALMEIDA-ABREU, 1995). Solos argilosos, férteis e com elevados teores de óxidos de ferro sustentam uma vegetação exuberante, típica de Mata Atlântica, em uma paisagem que apresenta Morros e Serras com topo convexo (Figura 13 C). As vertentes são, geralmente, íngremes e apresentam formas variando de retilíneas a convexas (DEMEK, 1972; IBGE, 2009). Solos orgânicos podem ocorrer localmente, sempre associados ao hidromorfismo de fundos de vale ou em área sobre lençol freático aflorante proporcionado pelo contato quartzito/metabásica.

Figura 13 – A) unidade Serras e Escarpas Quartzíticas com detalhe das encostas declivosas e a vegetação rala; B) Depósitos Colúvio-Aluvionares em primeiro plano com *Inselbergs* quartzíticos em segundo plano; C) Paisagem com predomínio de Serras, Morros e Morrotes edificadas sobre rochas metabásicas; D) Relevo Escarpado Estrutural

4.1.1.8 Relevo Escarpado Estrutural

Esta porção do relevo localiza-se na parte mediana da área de estudo e é formada por superfícies elevadas, fortemente tectonizadas, com lineamentos E – W que controlam, em parte, a sedimentação aluvial quaternária (Figura 13 D). Associados a estes lineamentos são comuns anomalias na drenagem tais como cotovelos, segmentos retilíneos, sub-bacias assimétricas, além de apresentar o padrão de drenagem do tipo treliça, típico de áreas sob forte controle estrutural (SAADI, 1995, AUGUSTIN et al., 2011).

4.1.1.9 Colinas Sobre Filitos

Esta unidade é composta principalmente por Planícies e Colinas suaves (Figura 14) edificadas sobre filitos da Formação Santa Rita e Rio Pardo Grande, localizando-se na porção W da área de estudo. A unidade é composta por duas subunidades, sendo uma mais a W, edificada sobre filitos da Formação Rio Pardo Grande, e outra alinhada na direção N/S, associada a filitos da Formação Santa Rita.

Figura 14 - A) Detalhe do contraste entre Colinas Sobre Filitos em primeiro plano e afloramentos de quartzitos em segundo plano; B) Planície hidromórfica com detalhe de um afloramento de quartzito barrando parcialmente a drenagem

Na subunidade mais a W, a rede de drenagem apresenta padrão Dendrítico, com rios apresentando meandros e com raras anomalias de drenagem. Entretanto, ambientes hidromórficos foram observados em várzeas onde a espessura do horizonte H não foi suficiente para ser classificado como Organossolo. Entretanto, na subunidade alinhada N - S a drenagem encontra-se confinada entre duas Formações importantes: a L encontram-se os quartzitos puros da Formação Galho do Miguel, enquanto a W encontram-se as Cristas Quartzíticas alinhadas na direção N - S da Formação Córrego Borges, estruturas estas, denominadas por Fogaça, (1997) com relevo de *hogback*.

Em relação às demais unidades, a subunidade N-S apresenta fundamental importância para o presente estudo, pois concentra grande parte das turfeiras da SdEM. Isto acontece em virtude da forte influência estrutural sob a hidrologia do meio. A drenagem proveniente da porção W do Planalto Diamantina tende a fluir no sentido L - W adaptados a lineamentos tectônicos de mesma orientação (Figura 10).

Esta configuração muda quando o fluxo hídrico é barrado por Cristas Quartzíticas alinhadas na direção N - S e é obrigada a se adaptar a direção destas, reduzindo a energia do fluxo hídrico e permitindo a sedimentação de partículas e a formação de ambientes hidromórficos.

4.1.1.10. Ambientes de formação de turfeiras na SdEM

A partir dos resultados da compartimentação morfoestratigráfica foi observado que as turfeiras tendem a se formar, com maior frequência, nas partes hidromórficas da unidade Colinas Sobre Filitos, em especial na porção encaixada sobre quartzitos. Dos 1.300 ha de turfeiras mapeadas, cerca de 723 ha encontram-se na unidade supracitada, o que corresponde a cerca de 55% da área total de turfeiras mapeadas. Entretanto, deve-se ressaltar que a área de turfeira pode ser, significativamente, maior se considerado as turfeiras enterradas por sedimentos minerais, que são comuns nesta área. Para aprofundamento do entendimento acerca da relação entre a morfoestrutura e a formação das turfeiras nesta unidade foi selecionada a turfeira do Canyon Batatal para detalhamento. Esta é uma turfeira de vale encaixado e fundo plano que encontra-se posicionada no contato entre os quartzitos da Formação Galho do Miguel e os filitos da Formação Santa Rita que contrastam fortemente em relação às geoformas.

As turfeiras em subsuperfície, ou enterradas, ocorrem associadas à unidade Depósitos Colúvio-Aluvionares. Apesar da difícil visualização, turfeiras foram observadas em áreas planas, sob vegetação de gramíneas, entremeadas por afloramentos de rochas. Para detalhamento dos fatores responsáveis pela formação destes depósitos e das turfeiras enterradas foram selecionadas as turfeiras da Serra da Doida e da Serra da Felizarda por se tratarem de depósitos representativos de turfeiras de planícies quartzíticas.

As turfeiras de Vales Suspensos ocorreram, com maior frequência, na unidade Serras e Morros sobre quartzitos. Apesar de pouca representatividade em termos de área ocupada, turfeiras de vale suspenso foram observadas em Guaribas, zona rural da cidade de Presidente Kubtscheck ao Sul; nas proximidades do distrito de Guinda e em São João da Chapa, sendo este último selecionado para detalhamento. Na unidade Serras e Morros sobre quartzitos foi selecionada também a turfeira de Pinheiro por ser representativa de turfeiras cuja drenagem encontra-se

adaptada a falhas, sendo denominadas de turfeira em vales alongados ladeados por vertentes suaves.

4.2 Turfeira da Serra da Doida

4.2.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área

A área conhecida como Serra da Doida está inserida em uma bacia de 420 ha cuja litologia é predominantemente quartzítica pertencentes a Formação Galho do Miguel (Figura 15 A). Cerca de 55 % da área é constituída por afloramentos de rochas marcados por intenso tectonismo pertencente à unidade Relevo Escarpado Estrutural. Na parte E, ocupando cerca de 3,4 % da bacia, uma estreita faixa de rochas metamagmáticas básicas, intrusivas, datadas do Proterozóico Superior (SALGADO; VALADÃO, 2003) sustenta uma estrutura em forma de Espigão Alongado.

Cerca de 40% da área corresponde a uma planície formada por depósitos de origem coluvial e aluvial de idade pleistocênica e holocênica (unidade Depósitos Coluvio-Aluvionáres) cuja formação foi favorecida por lineamentos tectônicos de direção E – W. Em pontos específicos, estes depósitos escondem turfeiras em subsuperfície.

As condições geomorfológicas associadas à configuração da drenagem condicionam o estabelecimento de diferentes fitofisionomias vegetais em pontos específicos da paisagem. O Campo Limpo Úmido, cujas espécies apresentam forte adaptação à condição de hidromorfismo ocorrem, predominantemente, nas partes baixas da paisagem, onde o lençol freático é raso ou aflorante (RIBEIRO; WALTER, 1998). Espécies adaptadas a ambientes bem drenados encontram-se em partes mais elevadas, formando as fitofisionomias Campo Limpo, Campo Rupestre e Cerrado Rupestre (RIBEIRO; WALTER, 1998; VALENTE, 2009).

De maneira geral, a vegetação da área é caracterizada por amplo domínio de espécies rasteiras das famílias Poaceae, Cyperaceae, Eurocaulaceae e Xyridaceae com esparsos capões de espécies arbóreas em pontos específicos da paisagem, associados aos cursos d'água ou a rochas básicas intrusivas.

Figura 15 – A) Mapa de caracterização do relevo em área de planície quartzítica na região da Serra da Doida com detalhes da localização da turfeira e da sua condição de confinamento entre os afloramentos de rochas; B) paisagem com detalhes dos *Inselbergues* quartzíticos e da planície sedimentar, C) perfil de paleoturfeira mostrando sua distribuição lateral

Apesar da extensa área de sedimentos, pode-se observar que as turfeiras ocorrem somente em locais específicos, associadas à estruturas quartzíticas condicionantes do fluxo hídrico. Macroscopicamente, a retenção parcial de água é causada por uma Garganta (PAVLOPOULOS; EVELPIDOU; VASSILOPOULOS, 2008; IBGE, 2009) localizada a jusante do local de ocorrência da turfeira (Figura 15 A).

Detalhes em subsuperfície da relação entre o sistema de drenagem e a estratigrafia, e como este último atua na retenção de água e no acúmulo de MO, podem ser observados no radargrama da Figura 16 A. Localizado perpendicularmente à drenagem foi observado um bloco de quartzito, cuja estrutura sugere ter se formado por tectonismo, dada a posição mais elevada do bloco da esquerda em relação ao bloco da direita, e ao aspecto de cisalhamento apresentado pela linha que os separa (CHRISTIE et al., 2009) (Figura 16 A). Esta estrutura reduz a energia do sistema hídrico, favorecendo os processos deposicionais e controlando

o nível de base local. Esta condição forma, inicialmente, um depósito de base e depois, diante das condições de muito baixa energia e acúmulo de água, faz com que o ambiente permaneça saturado ao longo do ano, o que garante a sobrevivência da vegetação higrófila na superfície e o aporte contínuo de material orgânico.

Figura 16 -Localização dos radargramas gerados com antenas de 250 MHz e dos perfis amostrados P1 e P2 na área de turfeiras em subsuperfície da Serra da Doida. A) radargrama paralelo ao fluxo hídrico com detalhes do estreito contato entre a turfa e a rocha quartzítica e detalhes do falhamento; B) radargrama na borda esquerda com detalhes do contato entre a turfeira e a rocha e das dobras do quartzito; C) radargrama na borda esquerda mais a montante com detalhes do contato turfeira/rocha e dos sedimentos arenosos sobrejacentes

A falta destas estruturas, como observado à jusante, favorece a drenagem do ambiente que, associado a processos de evapotranspiração, que se intensificam em estações mais secas, condicionam a ocorrência de campos rupestres ou campos cerrados (CAMPOS et al., 2011; FERREIRA; SILVA, 2012; RIBEIRO; WALTER, 1998).

Lateralmente, a espessura da turfeira tende a diminuir do centro para a borda, ao mesmo tempo em que a rocha do embasamento fica mais próxima da superfície (Figura 16 A). A espessura da camada de areia, sobrejacente à turfeira, também diminui no sentido leito/borda devido a redução da energia de deposição deste sistema dando a este um aspecto de dique marginal.

Próximo ao contato com as rochas, foi observado uma turfa mais sáprica e com menor influência de sedimentos arenosos, assim interpretada pela sua elevada capacidade de atenuação de sinais do GPR (COMAS; SLATER; REEVE, 2005ab). De maneira contrária, na área sob maior influência do leito do córrego, o radargrama passou a apresentar outro padrão de textura, causado pela maior heterogeneidade do material (COMAS; SLATER; REEVE, 2004; COMAS; SLATER; REEVE, 2005b).

A velocidade de propagação da onda (v) e a permissividade dielétrica relativa (ϵ_r) nas camadas ricas em MO foram, respectivamente, $0,036 \text{ m.ns}^{-1}$ e $69,44$, semelhantes a resultados encontrados em turfeiras de superfície nos Estados Unidos e na Europa (COMAS; SLATER; REEVE, 2004; COMAS; SLATER; REEVE, 2005ab; PLADO et al., 2011). Entretanto, os valores de v na camada arenosa foram em média $0,05 \text{ m.ns}^{-1}$, que esta abaixo dos valores encontrados por Doolittle et al. (2006) e Doolittle et al. (2007) em areia seca que estiveram na ordem de $0,12 \text{ m.ns}^{-1}$. Esta diferença nos resultados pode estar relacionada a umidade e a existência de camadas discretas de matéria orgânica intercaladas com areia, observado nos primeiros 100 cm.

É importante ressaltar que o cálculo de v e de ϵ_r foram realizados com um controle real da profundidade e da natureza do material analisado, tendo em vista que havia na área um perfil de 60 m de comprimento e 2,5 m de profundidade aberto o que facilitou a visualização das diferentes camadas sedimentares. Quando os valores foram calculados a partir das hipérboles formadas geradas nos radargramas e formadas nas interfaces os valores foram semelhantes aos apresentados anteriormente.

A orientação do acamamento, bem como os dobramentos apresentados pelas rochas nos radargramas da Figura (16 B, C e D) são concordantes com as rochas do entorno e apresentam feições herdadas do movimento compressivo que se deu de W para E durante o Orógeno Espinhaço (ALMEIDA-ABREU, 1995).

Nas áreas do entorno da turfeira foram observadas, afloramento de quartzito com a mesma orientação do barramento local, com grande ocorrência de cavidades de dissolução no quartzito (Figura 17). A maior dissolução do quartzito nessa posição provavelmente foi causada pelo contato da rocha com a água rica em ácidos orgânicos por longos períodos de tempo (BENNETT, 1991; WRAY, 1997; WILLEMS et al., 2005). Os blocos intensamente careados seriam indicadores dos níveis pretéritos mais elevados das turfeiras, que seriam rebaixados, tanto por mudanças climáticas como por mudanças do nível de base ou simplesmente por drenagem das áreas a partir do rompimento de soleiras pretéritas.

Figura 17 - Afloramento de quartzito com detalhes de cavidades de dissolução

4.2.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos

O perfil sedimentar observado próximo à drenagem apresenta-se fortemente estratificado (Figura 18), com camadas de areias finas e médias intercaladas com

camadas horizontais de matéria orgânica. Estas camadas apresentam variações de espessura, teor de MO e conteúdo de sedimentos minerais, o que leva a crer que tais características estão relacionadas às variações no processo de sedimentação proporcionadas por mudanças na hidrologia do sistema, que poderiam ter sido causadas por mudanças climáticas ocorridas no Pleistoceno e Holoceno (BRIDGE, 2006; SUGUIO, 2010; HORAK-TERRA, 2014).

Em determinados momentos da história do perfil, o processo de deposição de MO foi interrompido abruptamente por períodos que favoreceram a deposição de sedimentos arenosos bem selecionados e com *ripples*, o que evidencia transporte fluvial (SUGUIO, 2003; BRIDGE, 2006; NICHOLS et al., 2007). A fase inicial de deposição de turfa se deu a 30.251 ± 850 anos AP e perdurou por cerca de 17.800 anos. O fim deste período é marcado por uma abrupta interrupção no acúmulo de MO e início da fase de deposição de sedimentos arenosos. O início da formação deste pacote de MO é coincidente com o início do último máximo glacial, datado de 30.000 anos AP (SUGUIO, 2010) e ocorrem bem próximo ao início de uma fase de clima úmido datado de 27.800 anos AP observado na turfeira do Pau-de-Fruta (HORAK-TERRA, 2014).

O período seguinte, compreendido entre 12.418 ± 380 anos AP e 7.890 ± 90 anos AP, marcado pela deposição de sedimentos, predominantemente, minerais é coincidente com o período de clima semiárido em Lagoa dos Olhos, Serra do Salitre e Serra Negra, todos no Estado de Minas Gerais. Este período foi marcado por chuvas torrenciais concentradas em poucos meses do ano, causando fortes processos de degradação de vertentes e a formação de pedimentos (BEHLING, 1997; SUGUIO, 2010). Na turfeira do Pau-de-Fruta, Horak-Terra (2014) observou elevada instabilidade nos solos da vertente adjacente a turfeira, causada pela condição de clima úmido e frio. Na área em questão, estes depósitos foram favorecidos por lineamentos estruturais de direção E – W, que direcionaram o fluxo sedimentar para porção centro/oeste da área de estudo.

Após um período marcado por clima que favoreceu a deposição de sedimentos arenosos, inicia-se uma fase fortemente favorável ao acúmulo de MO que perdurou por cerca de 4.500 anos, encerrando-se há cerca de 3.280 ± 70 anos AP. Estes resultados corroboram os resultados apresentados por Horak-Terra, (2014) que observou, em faixa de tempo semelhante (entre 7,4 e 4,2 mil anos AP),

características de clima quente e úmido, com vertentes do entorno da turfeira estáveis em relação aos processos erosivos.

A partir deste momento, inicia-se um processo marcado por depósitos de sedimentos, predominantemente, arenosos intercalados por camadas discretas de MO com espessuras variando de 2 a 5 cm. A primeira camada, entre 90 e 94 cm, foi datada de 2.590 ± 70 anos AP. A forte estratificação apresentada por esta camada sugere um ambiente de menor estabilidade climática, onde chuvas torrenciais podem ter provocado variações no processo de sedimentação. Segundo Suguio, (1992); Martin et al., (1993) e Suguio, (2010) o período compreendido entre 2.700 e 1.500 anos AP é marcado por fortes variações nas condições de clima devido a modificações na temperatura do oceano Pacífico Equatorial (fenômenos conhecidos como El Niño) com duração, em média, de dezenas de anos.

Figura 18 - Perfil sedimentar da turfeira da Serra da Doida

As camadas de turfeiras diferem em relação a suas características químicas. Nas duas camadas mais enriquecidas com MO, H6/C7 e H5, os teores de C foram mais elevados na parte mediana do horizonte (Figura 19) o que, possivelmente, estaria relacionando ao momento de máxima deposição de MO e sob menor influência de sedimentos depositados nos momentos de mudança nas condições climáticas. Comportamento semelhante foi apresentado pelos teores de N.

A relação C/N observada nos horizontes H6/C7 e H5 mostram que o material orgânico depositado é fortemente recalcitrante (SILVA; MENDONÇA, 2007). Em ambos os horizontes os valores foram superiores a 22, sendo que no horizonte H6/C7 os valores chegaram a 60. Resultados semelhantes foram observados por Campos et al., (2010); Silva et al., (2013) e Horak-Terra et al., (2014).

Figura 19 - Distribuição dos teores de C, N, relação C/N e $\delta^{13}\text{C}$ do perfil de turfeira da Serra da Doida

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 19) observados no horizonte basal (H6/C7) se encontram na faixa de -23,5 ‰ e -25 ‰, sugerindo que durante a formação desta camada de turfa a vegetação foi predominantemente do tipo C3 (MARTINELLI et al., 2009; PESSENDA et al., 2010) que, por sua vez, é a mesma que ocorre atualmente na margem oposta ao ponto de coleta.

No horizonte H5, os sinais isotópicos apresentaram um leve aumento na amplitude dos resultados, que permaneceram entre -25 ‰ e -21,5 ‰. Entretanto,

esta pequena variação não é suficiente para sugerir variação significativa na vegetação durante a formação deste horizonte (MARTINELLI et al., 2009; PESSENDA et al., 2010).

O perfil supracitado é representativo de uma sequência que se inicia no contato sedimento/substrato basal quartzítico (Figura 18; Figura 15 C) e segue por 68 m até ser abruptamente interrompido por um paleocanal posicionado perpendicularmente ao fluxo atual (Figura 20). Existem evidências de que a mudança na direção da drenagem tenha sido causada pela atividade antrópica, devido a sua proximidade com estrada vicinal que liga a cidade de Diamantina ao distrito de Conselheiro Mata e pelo histórico da prática de garimpo na região.

A base deste paleocanal, localizada a 2,5 m de profundidade, foi datada de 8.120 ± 120 anos AP pelo método LOE. A partir deste momento, este paleocanal passa por 6 períodos distintos, marcados por uma variação gradativa na energia de transporte de sedimentos como é evidenciado pela morfologia dos estratos (BRIDGE, 2006; NICHOLS et al., 2007). Nos 6 períodos observados, a granulometria das frações aumentam de diâmetro da base para o topo da camada, culminando com uma fina camada de MO, corroborando os resultados apresentados por Horak-Terra, (2014).

Considerando que não existem evidências de meandros deste paleocanal nas adjacências e que este se trata de uma drenagem encaixada em um vale quartzítico, pode-se considerar que tais feições podem ser representativas de mudanças na energia do processo sedimentar que, por sua vez, pode estar ligado, entre outros fatores, a mudanças climáticas (BRIDGE, 2006; NICHOLS et al., 2007).

Figura 20 - Perfil sedimentológico em paleocanal perpendicular a drenagem atual da Serra da Doida

Fragmentos pequenos de MO com aspectos arredondados, típico de materiais transportados pela ação fluvial, foram encontrados na base do perfil a 2,2 m de profundidade e datados em 5.500 ± 100 anos AP pelo método do ^{14}C . O aspecto arredondado e pouco áspero, aliado a sua idade, indica que estes foram formados em partes mais elevadas da paisagem durante o mesmo período que favoreceu a formação do horizonte H5 do perfil da Figura 18 e foram transportados por via fluvial até o presente local.

Considerando a forte relação entre processos sedimentares e as condições climáticas, onde contrastam a significativa proteção do solo pela vegetação em clima úmido e o forte potencial erosivo de chuvas torrenciais concentradas em clima semiárido (BIGARELLA, 2003; SUGUIO, 2010), aliado ao excelente estado de conservação destes depósitos, e a forte correlação entre os resultados observados e

outros estudos da literatura (BEHLING, 1997; SUGUIO, 2010; HORAK-TERRA, 2014) pode-se notar que estes depósitos são importantes arquivos de mudanças climáticas e da vegetação ocorridas no Pleistoceno e Holoceno na região da SdEM.

Deve-se ressaltar, contudo, que a maior dificuldade de se trabalhar com tais depósitos era a localização destes. Entretanto, esta dificuldade foi superada com o uso do GPR que apresentou resultados altamente satisfatórios no presente estudo.

4.3 Turfeira do Canyon Batatal

4.3.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área

A área do Canyon Batatal está localizada a 23 km da cidade de Diamantina, na margem direita da estrada sentido Diamantina – Conselheiro Mata. É constituída, predominantemente, por rochas quartzíticas aflorantes pertencentes à Formação Galho do Miguel que, petrograficamente, apresentam granulação variando de fina a média com mineralogia a base de quartzo (95%) e minerais acessórios como turmalina, moscovita, rutilo, epídoto e clorita (FOGAÇA, 1997; ALMEIDA-ABREU, 1989).

Na borda W, ocorre uma estreita faixa de rochas metassedimentares da Formação Santa Rita que apresenta alternâncias de camadas delgadas de filitos, metassiltitos, turmalina e quartzitos finos sericíticos. Como minerais acessórios constantes foram observados zircão, rutilo e, ocasionalmente, feldspatos (FOGAÇA, 1997).

Adjacentes aos afloramentos de quartzito e, principalmente, na parte interna do Canyon, foram observados fragmentos de rochas com formas e tamanhos diversos provenientes de partes altas das vertentes e depositados por diferentes processos de movimentos de massa. No presente estudo, esta Unidade foi denominada de Depósitos Indiferenciados de Movimento de Massa (Figura 21).

A elevada resistência ao intemperismo apresentada pelos quartzitos da Formação Galho do Miguel, associada à elevada susceptibilidade das rochas da Formação Santa Rita, geram uma paisagem marcada por fortes contrastes. Enquanto o relevo sob quartzito apresenta *Inselbergues* exuberantes, nas áreas sob filitos as formas são mais suaves, com vertentes apresentando terço superior

retilíneo a convexo, com terço médio retilíneo e terço inferior retilíneo a côncavo (Figura 21).

Em locais com lençol freático aflorante ou raso, a vegetação é predominante do tipo Campo Limpo Úmido com amplo predomínio de espécies da família Poaceae e Cyperaceae (RIBEIRO; WALTER, 1998; HORAK, 2009; HORAK-TERRA, 2014). Em áreas de solos mais profundos, localizados sob as Vertentes Suaves sob Filitos (Figura 21), as condições edafoclimáticas favorecem o desenvolvimento de uma vegetação de porte arbustivo/arbóreo cuja espécie mais comum é a *Eremanthus erythropappus*, conhecida popularmente como Candeia.

Figura 21 -Caracterização do Relevo da área do Canyon Batatal; B) Detalhe do corte transversal AB; C) Detalhe da paisagem de ocorrência de turfeira em área sob influência de dois litotipos com diferentes suscetibilidades ao intemperismo

A configuração geomorfológica, constituídas pelas feições morfoestruturais e morfoesculturais, gera condições distintas para a evolução da dinâmica fluvial. Na porção encaixada sob quartzitos, a drenagem principal apresenta aspecto retilíneo, adaptada a um lineamento de direção E - W com um estrangulamento na porção próxima a confluência. Esta condição contribui para redução da energia do fluxo à

montante, mantendo o ambiente mais lântico e gerando condições para deposição de turfa.

Na porção sob forte controle litoestratigráfico, observada na parte interna do Canyon, as turfeiras são encontradas na superfície, enquanto turfeiras enterradas são encontradas na parte externa, adjacente à confluência das drenagens com fluxo atual lótico e em área de contato entre os litotipos quartzitos e filitos.

Os resultados observados no radargrama da Figura 22 A mostram que o soterramento da turfeira desta área esta relacionada a processos fluviais, tendo em vista que a camada de material arenoso que se encontra sobre a turfeira apresenta forma que se assemelha a um dique marginal.

Na porção próxima ao estrangulamento da drenagem, proporcionado por dois afloramentos de quartzitos, a camada de areia sobrejacente a turfeira é bem tênue, com espessura média de 10 cm. Entretanto, camadas de sedimentos com formato que se assemelham a paleodiques, observados em subsuperfície e abaixo da camada de turfeira, sugerem que, em tempos pretéritos, as condições de formação da turfeira foram interrompidas por processos sedimentares mais intensos já que, sobrejacente ao referido paleodique, foi observado uma camada com aspecto semelhante à turfa. Esta estratificação no processo de deposição de turfeira foi relatada por Horak-Terra, (2014) na turfeira do Pau-de-Fruta e, neste trabalho, também foi observado na Serra da Doida e na Serra da Felizarda.

Na parte interna do Canyon, a turfeira ocorre na superfície e diretamente assentada sob as rochas do embasamento. A configuração lateral mostra um aumento gradativo da espessura da borda para a parte central da turfeira. Em pontos específicos foram observados bolsões de sedimentos arenosos que sugerem relíquias deixadas pela ação fluvial (Figura 22 C) (BRIDGE, 2006; NICHOLS et al., 2007).

Figura 22 – Localização dos radargramas gerados com antena de 500 MHz e do perfil coletado (P4) em área de ocorrência de turfeira enterrada e na superfície no Canyon Batatal, com detalhes de um dique marginal (A), “paleodique” (B) e do contato turfa/rocha na porção interna do Canyon

4.3.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos

Os sedimentos são predominantemente fluviais, caracterizados pela presença de *ripples* (BRIDGE, 2006; NICHOLS et al., 2007). Na base do perfil, Horizonte C7 (Figura 23), foram observados sedimentos mais grossos com cascalhos de quartzo leitoso intercalados com petroplintitas, cuja presença pode estar relacionada a exumação de pacotes petroplínticos depositados sobrejacentes aos filitos da Formação Santa Rita (FOGAÇA, 1997). A forma cisalhada e pouco arredondada destes sedimentos sugerem pouca movimentação via fluxo fluvial (NICHOLS et al., 2007), ao mesmo tempo em que podem representar relictos de processos de pediplanação ocorridos em tempos pretéritos (FOGAÇA, 1997).

Figura 23 - Perfil sedimentar da Turfeira do Canyon Batatal com detalhe da turfeira exumada por processos erosivos atuais

A camada logo acima é caracterizada por uma composição quartzítica de granulação muito fina e bem selecionada (horizonte C6) que sugerem processos sedimentares menos intensos (NICHOLS et al., 2007) que antecedem o início da formação da turfeira.

O horizonte C5/Hbd marca o início da deposição de MO no perfil, datado de 1500 anos AP (Figura 23), que se deu sob uma condição de clima semelhante a dos dias atuais (SUGUIO, 1992; MARTIN et al., 1993; BEHLING, 1997). Entretanto, os baixos teores de carbono (C) ($7,8 \text{ dag kg}^{-1}$), aliado ao elevado conteúdo de areia fina, sugerem que as condições não eram ainda ideais para a formação de turfeira. As condições melhoram durante a formação do horizonte Hbd, cujo teor de C se eleva para $20,5 \text{ dag kg}^{-1}$ e passa a apresentar estrutura adensada, sáprica e com poucos poros.

O processo de deposição de MO se encerra com a formação do horizonte C4/Hbd cujo teor de C reduz novamente a $3,8 \text{ dag kg}^{-1}$.

A idade recente, bem como, a pouca espessura da turfeira no ponto amostrado, pode não representar o momento inicial de formação da turfeira como um todo, tendo em vista que as camadas mais profundas ocorrem na parte interna

do Canyon. Entretanto, deve-se levar em consideração que a densidade da turfeira enterrada é consideravelmente mais elevada que as turfeiras superficiais. Enquanto o horizonte Hbd apresentou densidade de $0,93 \text{ g cm}^{-3}$, as turfeiras superficiais apresentam valores médios de densidade de $0,5 \text{ g cm}^{-3}$ (CAMPOS et al., 2010; SILVA et al., 2012ab; HORAK-TERRA, 2014) o que significa que a espessura do horizonte Hbd deveria ser quase o dobro do atual no período anterior ao seu soterramento.

Considerando a idade do material e a morfologia das camadas sobrejacentes, pode-se observar que o processo de soterramento desta camada de turfa foi causado pela ação fluvial em condições climáticas semelhantes as atuais. Esta observação corrobora resultados apresentados por Horak-Terra, (2014) que observou que, nos últimos 400 anos, o clima na SdEM foi sub-úmido com processos erosivos mais intensos.

Apesar da aparente estabilidade climática, fenômenos breves e de intensidades distintas podem ter ocorridos após o período supracitado. Acima da camada de turfa observam-se três camadas cuja granulometria sugerem dois cenários distintos: o primeiro, horizonte C3, apresenta granulometria granodescendente da base para a superfície, com frações variando de areia fina até areia muito fina, o que sugere uma redução na energia de sedimentação que poderia ter sido causado por chuvas mais suaves (BRIDGE, 2006; NICHOLS et al., 2007).

Os horizontes C1 e C2 apresentam predomínio de areia fina e areia muito fina, respectivamente, sugerindo que o ambiente de sedimentação que deu origem a ambos os horizontes foi fluvial, devido a presença de *ripples*, e que a formação do horizonte C2 foi proporcionada por eventos menos intensos em relação aos horizontes C1 (BRIDGE, 2006; NICHOLS et al., 2007).

O fracionamento isotópico realizado nas duas camadas mais ricas em MO, compreendidas entre 60 e 80 cm, apresentaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ de $-16,91 \text{ ‰}$ e $-16,93 \text{ ‰}$, respectivamente, mostrando que a formação destas duas camadas se deu, tendo como matéria-prima, material orgânico proveniente de espécies de ciclo fotossintético C4 (gramíneas), podendo ter ocorrido participação de espécies CAM (MARTINELLI et al., 2009), vegetação semelhante àquelas encontrada nos dias atuais.

De maneira geral, a turfeira do Canyon Batatal se formou em função do barramento parcial da drenagem, observado adjacente à confluência das duas drenagens, de maneira que a drenagem proveniente da parte interna do Canyon, de direção NW-SE, foi forçada a mudar de direção ao entrar na zona de influência dos filitos da Formação Santa Rita. Esta mudança proporcionou a retenção parcial da drenagem que evolui para uma condição de hidromorfismo sob a qual a turfeira se forma. Na parte interna do Canyon a turfeira ocorre na superfície, enquanto na parte externa, em área de confluência de drenagens, os processos fluviais são mais dinâmicos, causando o soterramento de certos bandos de turfeiras por sedimentos aluviais.

4.4 Turfeira da Serra da Felizarda

4.4.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área

O termo Serra da Felizarda refere-se a um exuberante afloramento de quartzito pertencente à Formação Galho do Miguel, localizado na margem esquerda da estrada que liga Diamantina ao distrito de São João da Chapada (Figura 24). No sopé do afloramento, observa-se extensa planície formada por sedimentos, predominantemente aluviais, ocupando cerca de 66% da área de estudo. O restante da área é composta por rochas quartzíticas aflorantes. No extremo E da área, um rompimento abrupto do relevo reflete a ocorrência de uma falha do tipo normal que secciona o relevo e limita a área favorável a formação de turfeiras.

Figura 24 – A) Caracterização do relevo em área de ocorrência de turfeiras enterradas na região da Serra da Felizarda; B) paisagem da área em questão com detalhe da Serra da Felizarda ao fundo; C) detalhe do contato entre sedimentos arenosos e a turfeira

A vegetação apresenta amplo domínio de espécies rasteiras, típicas de campo rupestres, com frequente ocorrência de membros das famílias Poaceae, Cyperaceae, Eurocaulaceae e Xyridaceae. Em pontos específicos e com maior conteúdo de umidade, próximos aos cursos d'água, ocorrem estreitas faixas de vegetação arbórea e arbustiva típicos de Floresta Estacional Semidecidual (RIBEIRO; WALTER, 1998; HORÁK, 2009; HORAK-TERRA, 2014).

Nesta área, as turfeiras ocorrem de maneira localizada, sendo observadas somente em locais específicos e associados às estruturas quartzíticas condicionantes da drenagem. No radargrama da Figura 25A é possível observar uma soleira formada em uma zona de falha (RASHED et al., 2003) que proporcionou a deformação do estrato quartzítico (Figura 25A), gerando uma dobra de 45° de mergulho e direção NE-SE. Análises dos lineamentos realizados em campo mostram que esta direção da dobra é coincidente com um lineamento maior apresentado pelas rochas do entorno. Na posição atual, esta estrutura atua como uma soleira que

barra parcialmente a drenagem, reduzindo a energia do fluxo hídrico a montante e mantendo o ambiente hidromórfico mesmo em períodos mais secos.

Figura 25 - Localização das transeções feitas com GPR (antena de 250 MHz) e do perfil coletado (P), com detalhes da configuração do acamamento rochoso em A e C; camadas com sedimentos inconsolidados na entrecamada em B

A configuração subparalela à superfície do acamamento quartzítico (Figura 25 B) impõem a drenagem em subsuperfície por fluxo lateral. Os reflexos apresentados pelos dados do GPR mostram uma faixa posicionada entre as camadas de rocha que apresenta textura contrastante com o corpo rochoso (RASHED et al., 2003; CHRISTIE et al., 2009; TSOFLIAS et al., 2009). Este contraste sugere que parte da água precipitada estaria sendo drenada pelas fissuras do embasamento, causando alterações geoquímicas por processos intempéricos diversos, tais como hidrólise e hidratação da sílica (BRICENO; SCHUBERT, 1990; BENNETT, 1991).

A percolação de água pelas fissuras não ocorre de maneira uniforme na área. No radargrama da figura 25 C, as linhas discretas que marcam a interface dos

estratos quartzíticos sugerem que as feições de alterações geoquímicas entre as camadas são menos intensas. Segundo Briceno e Schubert (1990), em rochas quartzíticas, fissuras verticalizadas promovem maior drenagem e alterações geoquímicas mais expressivas quando comparada às fissuras planares.

As turfeiras apresentam distribuição limitada, uma vez que as condições geológicas e edáficas não favorecem ao acúmulo de MO. A espessura da camada de solo é muito tênue e o contato com o embasamento rochoso ocorre, em média, a 20 cm da superfície. Esta condição, aliada à predominância de macroporos formados pelo empilhamento de grãos de areia e a inexistência de uma camada de serrapilheira, fazem com que ocorra uma elevada taxa de perda de umidade por evapotranspiração (EVT) (FERREIRA; SILVA, 2012; WANG; ZLOTNIK, 2012). Na região de estudo, em pelo menos 5 meses do ano, o volume de umidade perdido por EVT superam o volume pluviométrico (CAMPOS et al., 2011; FERREIRA; SILVA, 2012).

4.4.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos

A camada basal de um perfil sedimentar localizado adjacente à drenagem principal da área (Figura 26) mostra que o início da formação da turfeira ocorreu após 10.950 ± 1.220 anos AP (datação pelo método LOE). Imediatamente após a sedimentação de uma camada de areia muito fina e bem selecionada (horizonte C4) observam-se os primeiros estágios de deposição de MO no horizonte H2/C4, cuja textura arenosa, aliada aos teores de MO, sugerem um processo transicional, onde as condições edafoclimáticas ainda não eram tão estáveis para a deposição de MO. O início de formação desta camada é coincidente com o início de formação de perfis de turfeira da área do Pau-de-Fruta em Diamantina, MG (CAMPOS et al., 2010; HORAK-TERRA, 2014).

A formação do horizonte H2/C4 ocorreu em condições climáticas ainda não ideais para a deposição de MO e foi abruptamente interrompido pela deposição da camada de areia fina e bem selecionada (horizonte C3). Estas variações entre períodos favoráveis e desfavoráveis à deposição de MO coincidem com um período de instabilidade climática relatado por Behling, (1997); Suguio, (2010) e Horak-Terra, (2014) que teria ocorrido por volta de 10.000 e 8.800 anos AP.

O processo de formação da turfa recomeça em torno de 4.670 ± 80 anos AP e perdura por cerca de 2.900 anos, encerrando-se por volta de 1.760 ± 110 anos AP. De maneira semelhante, Horak-Terra, (2014) observou que uma camada de turfeira na região do Pau-de-Fruta teria iniciado sua formação em 4.200 anos AP e finalizado em 3.800 anos AP. Tanto no início quanto no final do processo é possível observar uma transição abrupta entre a camada de turfa e a areia, sugerindo que as mudanças ambientais ocorreram em curto período de tempo (SUGUIO, 2010).

Figura 26 - Perfil Sedimentar da Turfeira da Serra da Felizarda com detalhe do contraste entre as camadas de areia e MO

A homogeneidade morfológica do pacote de MO compreendido entre 49 e 110 cm (horizonte H1) sugere que durante o seu processo de formação se estabeleceu uma condição de estabilidade climática que permitiu processos sedimentares menos intensos. Entretanto, a variação nos teores de C (Figura 27) mostra que a deposição de MO foi mais intensa no início do processo de formação da turfeira, diminuindo de intensidade até o fim do processo. Partindo-se da profundidade de 110 cm, os teores de C decaem gradativamente até uma camada mediana (70 cm) quando se torna relativamente constante até o contato abrupto com a camada de areia (Figura 27). Estas variações na deposição de MO também

foram observadas por Horak-Terra, (2014) em período de tempo semelhante ao observado neste perfil. Apesar das condições climáticas terem sido favoráveis a deposição de MO, este intervalo é marcado por processos erosivos intensos, com diminuição de florestas estacionais (HORAK-TERRA, 2014).

Marcando o fim do processo de deposição de turfa, o horizonte C2 apresenta características que sugerem processos sedimentares de natureza hídrica causados por fluxos mais intensos. Esta observação se baseia nas características físicas dos sedimentos que apresentaram granulometria granodescendente da base para o topo, com frações variando de areia grossa na base até areia fina no topo do horizonte. Esta mudança pode estar relacionada a fenômenos como “El Niño”, comuns durante este período da história (ABSY et al., 1991; SUGUIO, 1992).

O fim do processo supracitado é marcado pela formação do horizonte C1 caracterizado pelo predomínio de areia muito fina e bem selecionada com estratificação plano paralela. Imediatamente após este o horizonte C1, o horizonte A fraco marca o final do processo de formação deste perfil.

Informações complementares a respeito do processo de formação da turfeira podem ser obtidas a partir dos teores de C, N, relação C/N e fracionamento isotópico ($\delta^{13}\text{C}$). Os menores teores de C foram observados nas duas camadas basais, formadas sob condições ainda não ideais para a deposição de turfa, e se eleva consideravelmente no horizonte H1 onde passam de 35 dag kg^{-1} na base para 25 dag kg^{-1} no topo. De maneira semelhante, os teores de N foram mais baixos nas duas camadas basais e se elevaram no horizonte H1 onde apresentou um pico a 80 cm de profundidade.

Com exceção da camada a 120 cm, a relação C/N mostrou uma redução na recalcitrância da turfa a medida que se aproximou da superfície do solo. Os valores deste parâmetro passam de 42 na base do horizonte H1 para 28 no topo deste. Esta variação é condicionada pelo conteúdo de C que se eleva nas camadas mais profundas.

Os resultados do fracionamento isotópico ($\delta^{13}\text{C}$) no horizonte H2 variaram entre -19 ‰ e -20 ‰ (Figura 27), sugerindo que a formação deste horizonte se deu sob influência, predominante, de plantas de ciclo fotossintético C_3 e com influência de espécies de ciclo C_4 , semelhante ao que ocorre nos dias atuais, onde se observa capões de Floresta Estacional Semidecidual adjacente as drenagens e gramíneas ocupando as áreas ao entorno. O horizonte H1, por sua vez, apresentou valores de

$\delta^{13}\text{C}$ na faixa entre $-23,5\text{‰}$ e -25‰ , indicando que a formação deste horizonte se deu sob forte predomínio de espécies C4 (HORAK, 2009; MARTINELLI et al., 2009; HORAK-TERRA, 2014).

Figura 27 - Teores de C, N, relação C/N e fracionamento isotópico ($\delta^{13}\text{C}$) dos horizontes H1 e H2C4 do perfil de turfeira da Serra da Felizarda

De maneira geral, as turfeiras encontradas nesta área ocorrem somente em pontos específicos associadas a estruturas que limitam o fluxo hídrico. Entretanto, apesar da maior parte da área apresentar feições morfoestratigráficas favoráveis à formação de turfeiras como relevo plano e sob litologia quartzítica, a formação destas não ocorrem devido a processos de drenagem em subsuperfície ocasionados pela percolação de água por fraturas e fissuras das rochas. Esta condição impossibilita a formação de ambientes hidromórficos e, consequentemente, a formação de turfeiras.

4.5 Turfeira de Pinheiro

4.5.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área

A microbacia hidrográficana qual está inserida a turfeira de Pinheiro localiza-se a 3 km do distrito homônimo e a 30 km de Diamantina. Ocupa uma área de 268 ha (Figura 28), edificada sob litologia pertencente à Formação Sopa Brumadinho, caracterizada por apresentar um conjunto heterogêneo de rochas com frequentes variações faciológicas, tanto verticais como horizontais de filitos e quartzitos finos e médios.

A vegetação predominante na área da turfeira é do tipo Campo Limpo Úmido (RIBEIRO; WALTER, 1998), com amplo predomínio de espécies das famílias Poaceae e Cyperaceae (HORAK-TERRA, 2014). Capões de Floresta Estacional são observados em dois pontos específicos da turfeira, sendo um na parte mais elevada e o outro na parte mais baixa. A origem destes capões ainda é assunto controverso na literatura. Segundo Ribeiro e Walter, (1998); Horak (2009) e Horak-Terra (2014), a origem destes podem estar relacionadas a mudanças climáticas ocorridas no Quaternário, enquanto Valente (2009) considera a relação estratigrafia e solo como os principais condicionantes dessa vegetação. Nos topos, a vegetação típica de Cerrado Rupestre é condicionada, principalmente, pela melhor condição de drenagem e a solos mais profundos (RIBEIRO; WALTER, 1998).

Sob o ponto de vista morfoestratigráfico, esta área está inserida no compartimento Serras e Morros Sobre Quartzitos, apresentada na seção anterior. As vertentes possuem rampas com terço superior convexo, passando a retilínea no terço médio, chegando a côncava no terço inferior.

Figura 28 – A) Caracterização do Relevo da área da turfeira de Pinheiro com detalhe do aspecto retilíneo da drenagem; B) Detalhe do relevo em corte transversal mostrando a posição dos topos petroplínticos e localização da turfeira; C) Fotografia da paisagem onde se insere a turfeira

Nos topos, sobrejacentes a filitos, ocorrem níveis de petroplintitas que, devido à sua rigidez, sustentam os topos planos a ligeiramente convexos. Na porção W, devido à sua consistência rígida e contínua, e pelo contato litoplíntico observado no terço inferior e sopé da vertente, sugerem que esta tenha se formado *in situ*. Na porção E, o aspecto levemente arredondado e desfragmentado sugere terem sido transportadas por movimentos de massa.

O aspecto retilíneo apresentado pela drenagem principal exprime a sua adaptação a uma falha normal de direção SO-NE. Esta configuração se repete nas duas bacias adjacentes, localizadas a E, que também apresentam drenagem adaptada à falha de lineamento concordante à área de estudo. Em toda a extensão da drenagem principal foram observadas soleiras quartzíticas formando ângulos que variam de 45 a 60° em relação a drenagem (Figura 29). A formação destas estruturas ocorre em virtude da angulosidade da drenagem em relação ao acamamento. Enquanto a rede de drenagem encontra-se adaptada a uma falha de direção SW/NE, os limites do acamamento apresentam linearidade N-S, o que propicia a formação de pequenas cachoeiras à jusante, ao mesmo tempo em que mantêm o ambiente lântico e hidromórfico à montante.

Figura 29 - Detalhe de barramento da drenagem por soleiras quartzíticas

No terço inferior das vertentes, camadas de rochas ocorrem na superfície ou subjacentes a discretas camadas de solo, mantendo o lençol freático raso ou aflorante. Esta condição é causada pela disposição da foliação das rochas na paisagem, uma vez que, estas formam ângulos de cerca de 45° em relação à superfície, mantendo o ambiente hidromórfico e favorecendo espécies adaptadas a esta condição (Figura 30). No leito, a foliação do estrato encontra posicionada inclinada em relação ao fluxo hídrico, formando pontos de retenção de água e encachoeiramentos.

Figura 30 – A) Radargrama gerado em posição de meia encosta com antena de 500 MHz; B) detalhes da configuração do acamamento rochoso, inclinado em relação a superfície, com pontos de hidromorfismo e ocorrência de petroplintitas

Transeções realizadas com o GPR mostram que estas soleiras ocorrem também em subsuperfície. No radargrama da Figura 31, é possível observar uma camada de turfa, cuja espessura chega a 1,5 m, diretamente assentada sobre uma camada de rocha quartzítica. As dobras do estrato formam um espaço de acomodação que reduz a energia do fluxo hídrico, mantendo o ambiente lântico e hidromórfico.

Uma vez formado o espaço de acomodação, ele passa a armazenar água e sedimentos minerais provenientes de processos erosivos nas vertentes a montante. Entretanto, o acúmulo de sedimentos minerais podem não ocorrer em pontos de maior energia próximos às soleiras. A maior concentração de sedimentos minerais ocorreu nas bordas da turfeira e sobre menor influência da drenagem principal.

Figura 31 - Localização dos radargramas gerados com antena de 250 MHz e do perfil coletado (P) na turfeira de Pinheiro; A) radargrama com detalhes do contato entre a turfeira e o embasamento rochoso e B) radargrama com detalhe de soleira quartzítica bem próxima a superfície

A velocidade (v) de propagação das ondas eletromagnéticas no meio foi de $0,039 \text{ m.ns}^{-1}$ e a permissividade dielétrica relativa (ϵ_r) foi 58,7, semelhantes a valores obtidos em turfeiras dos Estados Unidos e da Europa (COMAS; SLETER; REEVE., 2004 e PLADO et al., 2010). Em ambientes hidromórficos e ricos em MO, os valores de v tendem a ser baixos, principalmente, pela elevada capacidade de atenuação dos sinais de radar pela MO. Em contrapartida, os valores de (ϵ_r) tendem a ser mais elevados em virtude do elevado conteúdo de cargas elétricas da turfa (COMAS; SLETER; REEVE, 2004; DANIELS, 2004).

Aliada à ação do quartzito sobre a hidrologia do sistema, às características físicas e químicas da turfa fazem com que este ecossistema apresente elevada capacidade de armazenamento de água. Estudos realizados por Campos et al., (2011) mostram a forte influência das forças mátricas e de capilaridade sobre a retenção de água, permitindo que este ecossistema se mantenha úmido mesmo

durante os cinco meses do ano em que a evapotranspiração excede a precipitação (CAMPOS; SILVA; VIDAL-TORRADO, 2012; FERREIRA; SILVA, 2012).

4.5.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos

A turfeira em questão está diretamente assentada sobre uma camada de sedimentos minerais, cuja camada sobrejacente foi classificada como sáprica pela escala de von Post, passando a hêmica na camada intermediária e chegando a fíbrica na camada superficial (Figura 32). De maneira semelhante, os resultados da coloração em pirofosfato de sódio apresentaram diminuição no Valor e no Croma com a profundidade, corroborando com a classificação segundo von Post que mostra aumento do estágio de decomposição com a profundidade.

Figura 32 - Perfil Sedimentar na turfeira de Pinheiro mostrando a variação vertical dos horizontes do solo

Os teores de Um foram mais elevados na camada fíbrica e diminuíram com a profundidade. Este comportamento da água no perfil se deve à maior porosidade da camada superficial que apresentou maiores teores de FE e menores valores de Ds e Dmo. De maneira contrária, os menores teores de Um ocorreram nas camadas mais

profundas onde se observa aumento da Ds, da Dmo e MM, proporcionado pelo estágio mais avançado de decomposição da MO nestas camadas, corroborando com resultados apresentados por Ingram, (1983) e Campos et al., (2011).

Os sedimentos minerais da base apresentaram granulometria variando de silte até areia fina, com brilho micáceo e sensação siltosa ao tato. O contato abrupto entre a camada de sedimentos, predominantemente, minerais e a turfa marca o início do processo de deposição da turfa (HORAK-TERRA, 2014).

Nesta turfeira, Horak-Terra (2014) encontrou uma camada com idade de $30,105 \pm 444$ AP, estimada pelo método do radiocarbono, coletada à uma profundidade de 2,01 m. Este valor representa o início da formação da turfeira e coincide com o final de um período úmido compreendido entre 60.000 e 55.000 anos AP e fim entre 29.000 e 24.000 anos AP e com o início do último máximo glacial que teria iniciado entre 31.000 e 28.000 anos AP (SUGUIO, 2010).

4.6 Turfeira de São João da Chapada

4.6.1 Contextualização Geomorfológica e Caracterização da Área de Estudo

A microbacia hidrográfica que abriga a turfeira de São João da Chapada ocupa uma área de 118 ha (Figura 33 A) e localiza-se a 43 km da cidade de Diamantina. A área está inserida na unidade Serras e Morros Sobre Quartzito, sob forte influência de rochas quartzíticas da Formação Sopa Brumadinho, caracterizadas pela elevada resistência ao intemperismo (ALMEIDA-ABREU, 1995; ALMEIDA-ABREU; RENGGER, 2002). Na porção centro/S e E, ocorrem intrusões de rochas metabásicas de idade pós espinhaço, que sustentam formas mais suaves de relevo e uma vegetação mais exuberante do tipo Floresta Estacional Semidecidual (RIBEIRO; WALTER, 1998; KNAUER, 2007).

Nos extremos W e NE, os topos ligeiramente convexos são sustentados por petroplintitas formadas sobrejacentes a filitos. A posição destas concreções na paisagem, niveladas com outros topos mais ou menos planos e elevados, sugerem que estas sejam resquícios de uma antiga e extensa superfície de aplainamento, provavelmente relacionada à superfície Sul-Americana (SAADI, 1994; AUGUSTIN et al., 2011). Nos demais topos da microbacia, o relevo apresenta topografia plana e

formas ligeiramente convexas onde o solo é mais profundo e abriga vegetação típica de Campo Cerrado (RIBEIRO; WALTER, 1998).

As vertentes apresentam terço superior geralmente convexo, passando a retilíneo no terço médio e chegando a côncavas no terço inferior (BIGARELLA et al., 2003). Neste último, rochas quartzíticas ocorrem aflorantes ou sobrejacentes a discretas camadas de solo, mantendo o lençol freático raso ou até mesmo aflorante, favorecendo o estabelecimento da fitofisionomia Campo Limpo Úmido (RIBEIRO; WALTER, 1998; HORAK, 2009; HORAK-TERRA, 2014).

Figura 33 -A) Caracterização do relevo da área da turfeira de São João da Chapada com detalhes de sua localização e a ocorrência de relevo sobre rochas metabásicas; B) Detalhe do relevo em corte longitudinal mostrando a adaptação das turfeiras às áreas de relevo mais suave e detalhe do limite entre a turfeira e a escarpa, marcado por uma falha; C) Detalhe de estruturas romboedrais em quartzitos como indicativo tectonismo

Nos quartzitos localizados no limite inferior da turfeira, foram observadas feições romboedrais (Figura 33 C) bem marcadas, evidenciando que as rochas que modelam a microbacia em questão passaram por intensos processos tectônicos em épocas pretéritas (KNAUER, 2007). Além destas feições, foi constatada uma importante falha normal de direção SE - NW com forte evidência de processos de

abatimento e deslizamento de blocos com degraus encachoeirados ao longo da drenagem próxima à escarpa. De maneira geral, a turfeira se formou em uma paisagem de vale suspenso, cujo limite inferior é definido por uma falha que secciona o relevo e marca o início da escarpa (Figura 33 A e B). A montante da linha de falha, o fluxo hídrico é barrado por uma soleira de quartzito que mantém o ambiente lântico e hidromórfico, enquanto que à jusante o ambiente escarpado propicia a formação de um ambiente lótico de alta energia.

Os estudos realizados com o GPR mostram que a superfície plana e hidromórfica da turfeira é sustentada por um conjunto de estruturas geológicas em subsuperfície que condicionam a drenagem, gerando condições para a formação e manutenção destes depósitos. No radargrama da Figura 34 A, realizado paralelo à drenagem, podem-se observar três feições distintas: a primeira, localizada na superfície, refere-se a uma camada de turfa fíbrica. A segunda, caracterizada pela coloração amarela, corresponde a um pacote de turfa em estágio hêmico e sáprico, enquanto a camada basal representa a rocha quartzítica.

Na parte central do radargrama, pode-se observar uma estrutura que encontra-se individualizada, deslocada tanto do bloco à direita como do bloco à esquerda, sugerindo que a mesma foi destacada por ocasião de falhas geológicas. Estruturas semelhantes foram observadas na porção a jusante, onde foram observados também uma série de movimentos de massa como queda de blocos, deslizamentos de blocos, tombamento rochoso etc.

O radargrama da Figura 34 B foi realizado no limite inferior da ocorrência da turfeira, onde uma soleira quartzítica limita a ocorrência da turfeira e marca o início da escarpa. No radargrama é possível observar o estreito contato entre a turfa e a rocha que atua como estrutura condicionante do fluxo hidrológico. Este controle estrutural imposto pelo quartzito gera um ambiente de acomodação que mantém o ambiente úmido e redutor por longos períodos no ano, dando à turfeira um aspecto lacustre. Estudos realizados por Comas; Slater; Reeve, (2004); Comas; Slater; Reeve, (2005a); Plado et al., (2010) também mostram estruturas rochosas controlando a hidrologia do meio, dando condições a formação e manutenção das turfeiras.

Figura 34 - Localização das transeções realizadas com GPR com antena de 250 MHz e do perfil coletado (P); A) detalhes da configuração do embasamento mostrando pontos de falhas; B) detalhe da configuração da turfeira do centro para a borda, mostrando a redução da sua profundidade; C) detalhe do estreito contato entre a turfeira e a rocha no limite inferior da turfeira

Lateralmente, o estreitamento da turfeira ocorre ao mesmo tempo em que aparece uma camada de sedimentos minerais que tende a ficar mais espessa nas bordas da turfeira. A origem destes sedimentos pode estar relacionada a processos erosivos da vertente próxima, já que foi observada erosão laminar ligeira na área.

A velocidade de propagação da onda eletromagnética na turfeira (v) foi de $0,038 \text{ m.ns}^{-1}$ e a permissividade dielétrica relativa (ϵ_r) foi de 62,3, semelhante a resultados obtidos em turfeiras nos Estados Unidos e na Estônia por Comas; Slater; Reeve,(2004) e Plado et al., (2010). Os baixos valores da v na turfa são causados, principalmente, pela forte capacidade de atenuação de sinais de radar apresentado pela MO e pela água (ANDERSON, SPOTILA, HOLE, 2003; DANIELS, 2004). Os valores de ϵ_r , por sua vez, são mais elevados em relação aos solos minerais em

virtude da elevada capacidade de estocar cargas elétricas apresentada pelo conjunto água e MO (COMAS; SLATER; REEVE, 2004; DANIELS, 2004).

4.6.2 Estratigrafia e Cronologia dos Eventos

Testemunho coletado no terço inferior da vertente mostra que o estágio de decomposição da turfa, avaliado pela escala de von Post e pela coloração em pirofosfato de sódio, evoluiu com a profundidade. Na superfície, a turfa foi classificada como fíbrica, passando a hêmica na camada intermediária e sáprica na camada basal. Pela coloração em Pirofosfato de Sódio, os valores mais baixos do Valor e do Croma da Carta de Munsell evidenciam a presença de turfa mais decomposta na camada mais profunda (CAMPOS et al., 2011; EBELING et al., 2011).

Logo abaixo da turfa, foi observada uma camada de sedimentos inconsolidados, com baixo desenvolvimento pedogenético e apresentando granulometria, predominantemente, areia fina e muito fina com brilho micáceo e aspecto siltoso (Figura 35).

Figura 35 - Perfil sedimentar coletado na turfeira de São João da Chapada

A densidade do solo (D_s) e a densidade da MO também aumentaram com profundidade. O aumento destes parâmetros nas camadas mais profundas está relacionado com o estágio de decomposição da MO e com o colapso de poros proporcionados pelo peso de material sobrejacente. Na camada superficial, além da menor influência da força peso, se observa uma maior concentração de Fibras Esfregadas (FE) o que proporciona uma redução relativa da D_s e D_{mo} (SILVA et al., 2009ab; SILVA et al., 2012ab).

As características físicas apresentadas pela camada Fíbrica proporciona uma maior concentração de Um nestas camadas. Parâmetros como D_s , D_{mo} e MM são mais elevados nas camadas mais basais o que influi diretamente na hidrologia do perfil corroborando com trabalhos realizados por (INGRAM, 1983; CAMPOS et al., 2011).

Estudos realizados por Horak-Terra (2014), nesta mesma área, mostraram uma camada de sedimento coletada à 375 cm com idade de 83.000 ± 6.000 anos AP pelo método LOE. Logo acima, uma camada de turfa a 339 cm de profundidade apresentou idade de 23.598 ± 308 . Entretanto, esta ultima parece não representar o real momento do início da formação da turfeira, já que a camada sobrejacente, à 309 cm, foi datada de $43,254 \pm 784$ anos AP (HORAK-TERRA 2014) com idade decrescente em direção a superfície. Analisando em conjuntos os dados apresentados por Horak-Terra (2014) e Suguio (2010) pode-se inferir que o inicio da formação da turfeira de São João da Chapada estaria relacionado a um período úmido iniciado entre 60.000 e 55.000 anos AP e que perdurou por cerca de 31.000 anos. Marcas deste período úmido foram identificadas em Carajás (PA), Catira (RR), São Paulo (SP), Cromínia (GO). Entretanto, depósitos coluviais de idade 42.000 anos AP em Serra Negra (MG) e São Paulo (SP) sugerem que o período supracitado poderia ter sido interrompido no período entre 50.000 e 40.000 anos AP (SUGUIO, 2010).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As turfeiras do maciço quartzítico da SdEM ocorrem, preferencialmente, em depressões hidromórficas formadas por rochas mais susceptíveis ao intemperismo, confinadas entre quartzitos altamente resistentes, como observado na região W da área de estudo. Nesta porção, uma estreita faixa de direção N - S de filitos pertencentes à Formação Santa Rita encontram-se confinados entre os quartzitos da Formação Galho do Miguel à E e da Formação Córrego Borges à W. Esta configuração morfoestratigráfica proporciona mudanças na hidrologia, alterando a sua direção e reduzindo a energia do fluxo, dando condições à formação de turfeiras.

Apesar de se concentrarem, preferencialmente, nas áreas supracitadas, as turfeiras ocorrem também na unidade Serras e Morros Sobre Quartzitos, associadas a processos tectônicos ou a configuração do estrato quartzito. Na turfeira de Pinheiro, a rede de drenagem apresenta aspecto linear devido a sua adaptação a uma falha de direção SO – NE, formando ângulos de 45 a 60° com os limites da foliação do quartzito. Esta configuração gera soleiras que mantém o ambiente hidromórfico dando condições ao acúmulo de MO.

Outro tipo de turfeira observado na unidade Serras e Morros Sobre quartzitos foi a de vale suspenso. Estas se formam em vales alçados nas partes elevadas da paisagem e apresentam na sua extremidade a jusante uma escarpa ou uma ruptura abrupta do relevo de origem tectônica. A turfeira de São João da Chapada representa este tipo de turfeira que, além das características supracitadas, apresenta uma série de estruturas quartzíticas em subsuperfície que barram parcialmente a drenagem mantendo o ambiente hidromórfico.

As turfeiras de planícies quartzíticas, soterradas por sedimentos arenosos, observadas na porção mediana da área, são contemporâneas às atuais e sua estratificação correlaciona-se fortemente com períodos marcados por condições climáticas distintas. Em períodos mais secos os processos erosivos foram mais intensos e favoreceram a deposição de sedimentos, predominantemente, minerais, enquanto períodos mais úmidos a formação de turfa foi favorecida. Pelo menos seis períodos de mudanças climáticas foram observados na Serra da Doida: entre 30.251 e 12.418 anos AP o clima frio e úmido favorável ao acúmulo de MO; entre 12.418 e 7.890 anos AP os processos erosivos foram mais intensos devido a condições de

clima mais seco e quente; condições favoráveis a deposição de MO recomeçam por volta de 7.890 anos AP devido às condições de clima quente e úmido que se encerra por volta de 3.280 anos AP. Nos últimos 2.590 anos AP o clima foi semelhante ao atual com três períodos breves favoráveis a deposição de MO, observados por camadas discretas de MO.

Na Serra da Felizarda, o início da deposição de MO se deu após a deposição de uma camada arenosa datada de 10.950 anos AP (Método LOE), depositada em período marcado por processos erosivos mais intensos observados na região da SdEM. Outro período de deposição expressiva de MO ocorreu entre 4.670 e 1.760 anos AP que corrobora resultados apresentados por outros autores.

Além do efeito climático sobre a sedimentação, uma série de lineamentos tectônicos de direção E – W, localizados na porção mediana da área, contribuíram para que o pacote sedimentar fosse direcionado para a posição SW da área de estudo, onde são encontradas as turfeiras enterradas. Entretanto, algumas turfeiras foram enterradas por processos aluvionares, causados pela dinâmica natural das drenagens, como observado no Canyon Batatal.

A aplicação do radar de penetração no solo (GPR) permitiu identificar os níveis de turfa, de sedimentos e de rocha, assim como fissuras e fraturas do leito rochoso, as quais constituem vias de drenagem subsuperficial. Os resultados apresentados pelo GPR mostram que, de maneira geral, a formação das turfeiras ocorrem associadas a estruturas quartzíticas condicionantes da drenagem. Tais estruturas podem ser formadas por processos tectônicos ou pela configuração do acamamento rochoso que, em ambos os casos, atuam na retenção de umidade e na redução da energia do fluxo hídrico. Em alguns locais, como na turfeira de Pinheiro, pode ocorrer um escalonamento nas estruturas, causando uma redução gradativa na energia do fluxo hídrico.

A velocidade de propagação de ondas eletromagnéticas bem como a permeabilidade dielétrica nas camadas turfosas foram semelhantes aos resultados obtidos em turfeiras dos USA e da Europa e evidenciaram a elevada capacidade de atenuação de sinais GPR. Resultados satisfatórios foram obtidos utilizando antena de frequência 250 MHz.

A ocorrência de drenagem pelas fissuras situadas nas entrecamadas da foliação do quartzito ou mesmo em planos de falhas pode impossibilitar a formação de turfeiras em áreas com feições morfoestratigráficas favoráveis à sua ocorrência.

Dados do GPR mostram sinais contrastantes entre o material inconsolidado das entrecamadas do quartzito e a rocha propriamente dita. Esta variação pode ser causada pela alteração da rocha por processos intempéricos diversos, em virtude da percolação de água.

Próximo aos níveis topográficos atuais das turfeiras, frequentemente, se encontram blocos de quartzito fortemente marcados pela ocorrência de cavidades de dissolução, que são comuns nessas rochas na paisagem da Serra do Espinhaço Meridional. O contato por longo tempo das águas ricas em ácidos orgânicos das turfeiras com a superfície da rocha, em temperaturas amenas e ambiente redutor, favoreceria a maior dissolução do quartzo e do cimento silicoso dos quartzitos, principalmente, das Formações Galho do Miguel, Córrego Bórges e Sopa-Brumadinho. Os blocos intensamente careados seriam indicadores dos níveis pretéritos mais elevados das turfeiras, que teriam sido rebaixados tanto por mudanças climáticas como por mudanças do nível de base ou simplesmente por drenagem das áreas a partir do rompimento de alguma soleira quartzítica local.

REFERÊNCIAS

ABSY, M.L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFFEDINE, A.; FERREIRA DA SILVA, M.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T. Mise en évidence de quatre phases de la formation de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, Paris, v. 312, p. 673-678, 1991.

ABREU, A.A. **Análise Geomorfológica: reflexão e aplicação uma contribuição ao conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina - MG.** 1982. 247p. Tese (Livre docência) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

ALMEIDA-ABREU, P.A. FRAGA, L.M.S.; NEVES, S.C. Geologia. In: SILVA, A. C.; PREDREIRA, L.C.V.S.; ALMEIDA-ABREU, P. A. **Serra do Espinhaço Meridional: paisagem e ambiente.** Belo Horizonte: O Lutador, 2005. chap. 1, p. 19 – 42.

ALMEIDA-ABREU, P.A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 1 - 18, 1995.

ALMEIDA-ABREU, P.A. **Geologia das quadrículas Onça e Cuiabá (Gouveia-MG), região mediana-central da Serra do Espinhaço Meridional.** 1989. 75p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1989.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; RENGGER, F.E. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 32, n.1, p. 1-14, 2002.

ANDERSON, K.B.; SPOTILA, J.A.; HOLE, J.A. Application of geomorphic analysis and ground-penetrating radar to characterization of paleoseismic sites in dynamic alluvial environments: an example from southern California. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 368, n. 1/4, p. 25-32, 2003.

AUGUSTIN, C.H.R. R.; FONSECA, B. M.; ROCHA, L. C. Mapeamento geomorfológico da Serra do Espinhaço Meridional: primeira aproximação. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte, v. 19, n. 2, p. 50 – 69, 2011.

BARRETO, H. N.; VARAJÃO, C. A. C.; BRAUCHES, R.; BOURIES, D. L.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 191, p. 1-13, 2013.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, Manchester, v. 99, n. 2, p. 143-156, 1997.

BENNETT, P.C.; Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Austim, v. 55, n.1, p. 1781 – 1797, 1991.

BENSON, R.; GLACCUM, R. **The application of ground-penetrating radar to soil surveying**. Final Report NASA. Cape Kennedy Space Center, FL. Miami:Technos. 1979, 18p.

BIGARELLA, J.J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 2003. p 877 – 1436.

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

BRICEÑO, H.O.; SCHUBERT, C. Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, southeastern Venezuela. **Geomorphology**, Amsterdam , v. 3, n. 2, p. 125-141, 1990.

BRIDGE, J. Fluvial facies models: Recent developments. In: POSAMENTIER, H.W.; WALKER, R.G. **Facies models revisited**. Tulsa: SEPM, 2006. cap.3. p 85 – 170.

BURDEN, A.; GARBUTT, R. A.; EVANS, C. D.; JONES, D. L.; COOPER, D. M. Carbon sequestration and biogeochemical cycling in a saltmarsh subject to coastal managed realignment. Estuarine. **Coastal and Shelf Science**, Amsterdam, v. 120, p. 12-20, 2013.

CAMPOS, J.R.R.; SILVA, A.C.; VASCONCELOS, L.L.; SILVA, D.V.; ROMÃO, R. V.; SILVA, E.B.; GRAZZIOTTI, P.H. Pedochronology and development of peat bog in the environmental protection area Pau-de-Fruta. Diamantina, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 6, p. 1965-1975, 2010.

CAMPOS, J.R.R.; SILVA, A.C.; FERNANDES, J.S.C.; FERREIRA, M.M. SILVA, D.V. Water Retention in a peatland with organic matter in different decomposition stages. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 4, p. 1217-1227, 2011.

CAMPOS, J.R.R.; SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P. Mapping, organic matter mass and water volume of a peatland in Serra do Espinhaço Meridional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, p. 723-732, 2012.

CARVALHO, T.M.D.; BAYER, M. Utilização dos Produtos da “Shuttle Radar Topography Mission”(SRTM) no Mapeamento Geomorfológico do Estado de Goiás. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 9, n. 1,p. 35 – 41, 2011.

CHRISTIE, M.;TSOFLIAS,G.P.;STOCKLI, D.F.; BLACK, R.Assessing fault displacement and off-fault deformation in an extensional tectonic setting using 3-D ground-penetrating radar imaging. **Journal of Applied Geophysics**, Amsterdam, v. 68, n. 1, p. 9-16, 2009.

COLLINS, M.; DOOLITTLE, J. Using ground penetrating radar to study soil microvariability. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, n. 2, p. 491-493, 1987.

COMAS, X.; SLATER, L. Evolution of biogenic gases in peat blocks inferred from noninvasive dielectric permittivity measurements. **Water Resources Research**, Hobokenv. 43, n. 5, p.1 – 10, 2007.

COMAS, X.; SLATER, L.; REEVE, A. Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a Northern Peatland. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 295, n. 1, p. 173-184, 2004.

COMAS, X.; SLATER, L.; REEVE, A. Geophysical and hydrological evaluation of two bog complexes in a northern peatland: Implications for the distribution of biogenic gases at the basin scale. **Global biogeochemical cycles**, Maine,v. 19, n. 4, p. 1- 10, 2005a.

COMAS, X.; SLATER, L.; REEVE, A. Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR). **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 315, n. 1, p. 40-51, 2005b.

DANIELS, D.J. **Ground penetrating radar**. 2nd.ed. London: The Institution of Electrical Engineers, 2004. 734p.

DANIELS, J.J.; ROBERTS, R.; VENDL, M. Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants. **Journal of Applied Geophysics**, Stevenage,v. 33, n. 1, p. 195-207, 1995.

DAWSON, J.J.C.; SMITH, P. Carbon losses from soil and its consequences for land-use management. **Science of The Total Environment**, Amsterdam, v. 382, n. 2/3, p. 165-190, 2007.

DEMEK, J. **Manual of detailed geomorphological mapping**. Praga: IGU, 1972. 368p.

DOOLITTLE, J.A.; JENKINSON, B.; HOPKINS, D.; ULMER, M.; TUTTLE, W. Hydropedological investigations with ground-penetrating radar (GPR): Estimating water-table depths and local ground-water flow pattern in areas of coarse-textured soils. **Geoderma**, Amsterdam,v. 131, n. 3, p. 317-329, 2006.

DOOLITTLE, J.A. DOOLITTLE, W. J.A.; MINZENMAYER, F.E.; WALTMAN, S.W.; BENHAM, E.C.; TUTTLE, J.W.; PEASLEE, S.D. Ground-penetrating radar soil suitability map of the conterminous United States. **Geoderma**, Amsterdam, 141, n. 3, p. 416-421, 2007.

DULLER, G.A. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. **Journal of Quaternary Science**, Chichester, v. 19, n. 2, p. 183-192,2004.

DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Revista Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 19 - 26, 1995.

EBELING, A.G.; ANJOS, L.H.C.; VIDAL-PEREZ, D.V.; PEREIRA, M.G.; GOMES, F.W.F. Atributos químicos, carbono orgânico e substâncias húmicas em Organossolos Háplicos de várias regiões do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 2, p. 325-336, 2011.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa em Solos, 2013. 353p.

FARMER, J.G.; ANDERSON, P.; CLOY, J.M.; GRAHAM, M.C.; MACKENZIE, A. B.; COOK, G. Historical accumulation rates of mercury in four Scottish ombrotrophic peat bogs over the past 2000 years. **Science of The Total Environment**, Amsterdam, v. 407, n. 21, p. 5578-5588, 2009.

FERREIRA, V.O.; SILVA, M.M. O Clima da Bacia do Rio Jequitinhonha, em Minas Gerais: Subsídios para a Gestão de Recursos Hídricos. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 2, p. 302 - 319, 2012.

FOGAÇA, A. C. C. **Mapa Geológico da Folha Diamantina**. Belo Horizonte: COMIG/UFMG, 1996. Escala: 1:100.000.

FOGAÇA, A.C. Geologia da Folha Diamantina. In: GROSSI-SAD, J.H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A.C. ; SOARES-FILHO, B.S (Ed.). **Projeto Espinhaço** Belo Horizonte: COMIG, 1997. cap. 16, p. 1575 – 1665.

FONSECA, B. **O uso de sistema de informação geográfica na análise morfométrica e morfológica das bacias de drenagem na Serra do Espinhaço Meridional-MG**. 2009. 94p. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

GORHAM, E. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. **Ecological Applications**, New York, v.1, n. 2, p.182-195, 1991.

GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; ALVES, F.M. SRTM - based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. **Computers & Geosciences**, Kidlington, v. 33, n. 1, p. 10-19, 2007.

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**. 2009. 281p. (Tese de Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

HORAK-TERRA, I. **Holocene and Late Pleistocene paleo environmental reconstruction of the Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais State, Brazil) based on multi-proxy study of mountain tropical mires**. 2014. 123p. Tese (Doutorado em Ciências) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2014.

INGRAM, H.A.P. Hydrology. In: GORE A.J.P. **Ecosystems of the World 4A, mires: swamp, bog, fen and moor**. Oxford: Elsevier, 1983. p. 67–158.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2009. 182p.

JOHNSON, R.; GLACCUM, R.; WOJTASINSKI, R. Application of ground penetrating radar to soil survey. **Soil and Crop Science Society of Florida Proceedings**, Gainesville, 1980.p.68-72.

JOL, H.M. **Ground penetrating radar theory and applications**, Amsterdam: Elsevier, 2008. 525p.

KING, L.C.A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18. n. 2, p. 147 – 256, 1956.

KNAUER, L.G. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 81 – 90, 2007.

KNAUER, L. G.; FOGAÇA, A. C. C. **Mapa Geológico da Folha Presidente Kubitschek**. Belo Horizonte: COMIG/UFMG, 1996. Escala 1:100.000.

KNAUER, L. G.; GROSSI SAD, J. H. **Mapa Geológico da Folha Serro**. Belo Horizonte: COMIG/UFMG, 1996. Escala: 1:100.000.

KYLANDER, M.E.; BRINDLER, R.; MARTINEZ CORTIZAS, A.; GALLAGHER, K.; MORTH, C.; RAUCH, S.A novel geochemical approach to paleorecords of dust deposition and effective humidity: 8500 years of peat accumulation at Store Mosse (the “Great Bog”), Sweden. **Quaternary Science Reviews**, Amsterdam, v. 69, p. 69-82, 2013.

LANDSAT 7. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001. Imagem de Satélite. Composição 5, 4, 3 e 3,2,1. Escala 1:100.000

MARTIM, L.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.; FLEXOR, J.; ABSY, M. L.Southern Oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7000 years. **Quaternary Research**, Amsterdam,v. 39, n. 3, p. 338-346,1993.

MARTINELLI, L.A.; OMETTO, J.P.H.B.; FERRAZ, E.S.; VICTORIA, R.L.; CAMARGO, P.B.; MOREIRA, M.Z. **Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 130p.

MARTINEZ CORTIZA, A.; GARCÍA-RODEJA,E.; PONTEVEDRA POMBAL, X.; NÓVOA MUÑOZ JC.; WEISS, D.; CHEBURKIN, A. Atmospheric Pb deposition in Spain during the last 4600 years recorded by two ombrotrophic peat bogs and implications for the use of peat as archive. **Science of The Total Environment**, Amsterdam,v. 292, n. 1/2, p. 33-44, 2002.

MOORE, D.P. Bog Standards in Minnesota. **Nature**, New York, v.386, n.2, p. 655 – 657, 1997.

NEVES, S.C.; ALMEIDA - ABREU, P.A.; FRAGA, L.M.S. Fisiografia. In: SILVA, A. C.; PEDREIRA, L.C.V.S.F.; ABREU, O. A. **Serra do Espinhaço Meridional: paisagem e ambiente**. Belo Horizonte: O lutador, 2005. p. 137 – 147.

NICHOLS; WILLIAMS; PAOLA, G.; WILLIAMS, E.; PAOLA, C. **Sedimentary processes, environments and basins**. Malden:Blackwell Publishing, 2007. 636p.
O'CALLAGHAN, J.F.; MARK, D.M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. **Computer vision, graphics, and image processing**, MarylandHeights, v. 28, n. 3, p. 323-344, 1984.

PARRY, L.E.; CHARMAN, D.J. Modelling soil organic carbon distribution in blanket peatlands at a landscape scale. **Geoderma**, Amsterdam,v. 211–212, p. 75-84, 2013.

PAVLOPOULOS, K.; EVELPIDOU, N.; VASSILOPOULOS, A. **Mapping Geomorphological Environments**. New York: Springer, 2009.236p.

PESSENDA, L.; CAMARGO, P. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. **Química Nova**, São Paulo,v. 14, n. 2, p. 98-103, 1991.

PESSENDA, L.C.R.; GOUVEIA, S.E. M.; RIBEIRO, A.S.; OLIVEIRA, P.E.; ARAVENA, R. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam,v. 297, n. 3, p. 597-608,2010.

PESSENDA, L.C.R.; RIBEIRO, A.S.; GOUVEIRA, S.E.M.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; BENDASSOLLI, J.A. Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, Amsterdam, v. 62, n. 2, p. 183-193, 2005.

PLADO, J.; SIBUL. I.; MUSTASAAR, M.; JÕELEHT, A. Ground-penetrating radar study of the Rahivere peat bog, eastern Estonia. **Estonian Journal of Earth Sciences**, Tallinn, v. 60, n. 1, p. 31 – 42, 2011.

PONTEVEDRA-POMBAL, X. **Turberas de Montaña de Galicia: génesis, propiedades y su aplicación como registros ambientales geoquímicos**. 2002. 489p. Tese (Doutorado em Biologia) - Universidade de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 2002.

RASHED, M.; KAWAMURA, D.; NEMOTO, H.; MIYATA, T.; NAKAGAWA, K. Ground penetrating radar investigations across the Uemachi fault, Osaka, Japan. **Journal of Applied Geophysics**, Amsterdam,v. 53, n. 2/3, p. 63-75, 2003.

REZENDE, E.A.; LEÃO, M.R.; SALGADO, A.A.R.; OLIVEIRA, C.K.R.; NALINI JÚNIOR, A. A influência litológica nas taxas de denudação geoquímica do médio espinhaço meridional – MG. **Sociedade e Natureza**, Uberlândia, v. 22, n. 3, p. 503 – 514, 2010.

RIBEIRO, J.F.; WALTER, B.M.T. Fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S.M.; ALMEIDA, S.P. **Cerrado: ambiente e flora**. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, 1998. p.89-166.

RYDIN, H.; JEGLUM, J. **The biology of the peatland**. New York: Oxford, 2006. 343p.

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

SAADI, A.; VALADÃO, R.C. Evolução geomorfológica quaternária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA MG, 1987, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG-MG, 1987. p. 434 - 448.

SALGADO, A.A.R.; VALADÃO, R.C. Contribuição da Desnudação Geoquímica na Evolução da Erosão Diferencial no Espinhaço Meridional-MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 31 – 40, 2003.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANOS, L. H. C. **Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo**. 5 ed. Viçosa: SBCS, 2005. 100p.

SILVA, V.E.; SILVA, A.C.; PEREIRA, R.C.; CAMARGO, P.B.; SILVA, B.C.; BARRAL, U.M.; MENDONÇA FILHO, C. V. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical I-composição florística, fitomassa e acúmulo de carbono. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 121-133, 2012a.

SILVA, A.C.; SILVA, V.E.; SILVA, B. P.C.; CAMARGO, P.B.; PEREIRA, R.C.; BARRAL, U.M.; BOTELHO, A.M.M.; VIDAL TORRADO, P. Composição lignocelulósica e isotópica da vegetação e da matéria orgânica do solo de uma turfeira tropical. II-Substâncias húmicas e processos de humificação. R. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, p. 134-144, 2012b.

SILVA, A.C.; HORAK, I.; MARTINEZ-CORTIZAS, A.; VIDAL-TORRADO, P.; RACEMO, J.R.; GRAZZIOTTI, P.H.; SILVA, E.B.; FERREIRA, C.A. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional-MG. I–Caracterização e classificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 1385-1398, 2009a.

SILVA, A.C.; HORAK, I.; VIDAL-TORRADO, P.; MARTINEZ-CORTIZAS.; RACEMO, J. R.; CAMPOS, J.R.R. Turfeiras da Serra do Espinhaço Meridional-MG. II-Influência da drenagem na composição elementar e substâncias húmicas. R. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 1399-1408, 2009b.

SILVA, A.C. Solos. In: SILVA, A.C.; PREDREIRA, L.C.V.S.; ALMEIDA-ABREU, P. C. **Serra do Espinhaço Meridional: paisagem e ambiente**. Belo Horizonte: O Lutador, 2005. chap. 3, p. 59 – 77.

SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.408p.

SUGUIO, K. Paleoshorelines and the sambaquis of Brazil. **Paleoshorelines and prehistory: an investigation of method**, 1992. p. 83-99.

TARBOTON, D.G.; BRAS, R.L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. A physical basis for drainage density. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 5, n. 1, p. 59-76, 1992.

TARBOTON, D.G.; BRAS, R.L.; RODRIGUEZ, ITURBE, I. On the extraction of channel networks from digital elevation data. **Hydrological Processes**, Bognor Regis, v. 5, n. 1, p. 81-100, 1991.

TESFA, T. K.; TARBOTON, D.G.; WATSON, D.; SCHREUDERS, K.A.T.; BAKER, M.E.; WALLACE, R M.Extraction of hydrological proximity measures from DEMs using parallel processing. **Environmental Modelling & Software**, Kidlington, v. 26, n. 12, p. 1696-1709, 2011.

TUPINAMBÁ, M.; BAARS, F. J.; UHLEIN, A.; GROSSI SAD, J. H.; KNAUER, L. G. **Mapa Geológico da Folha Rio Vermelho**. Belo Horizonte: COMIG/UFMG, 1996. Escala: 1:100.000.

VALENTE, E.L.**Relação Solo-vegetação no Parque Nacional da Serra do Cipó, Espinhaço Meridional, Minas Gerais**. 2009. 138p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2009.

WANG, T.; ZLOTNIK, V.A. A complementary relationship between actual and potential evapotranspiration and soil effects. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 456–457, p. 146-150, 2012.

WRAY, R.A.L. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst?. **Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers**, Wollongong, v. 24. n. 2, p. 81 – 86, 1997.