

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE – UFF
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

AMANDA PACHECO SEIXAS

**CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS ASSOCIADAS À OCORRÊNCIA
DE LINHAS DE PEDRA EM LATOSSOLO NO MÉDIO VALE DO RIO
PARAÍBA DO SUL-RJ**

Niterói - RJ
2017

AMANDA PACHECO SEIXAS

**CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS ASSOCIADAS À OCORRÊNCIA
DE LINHAS DE PEDRA EM LATOSSOLO NO MÉDIO VALE DO RIO
PARAÍBA DO SUL-RJ**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre. Área de Concentração: Biogeoquímica.

Orientadora: Prof^a. Dr. Heloisa Helena Gomes Coe
Coorientador: Prof. Dr. André Luiz Carvalho da Silva

Niterói - RJ
2017

AMANDA PACHECO SEIXAS

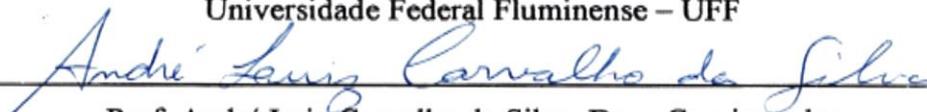
**CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS ASSOCIADAS À OCORRÊNCIA
DE STONE-LINES EM LATOSSOLO NO MÉDIO VALE DO RIO
PARAÍBA DO SUL-RJ**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre. Área de Concentração: Biogeoquímica.

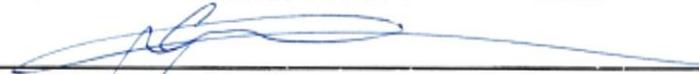
BANCA EXAMINADORA



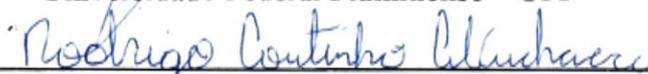
Prof.^a Heloisa Helena Gomes Coe, Dr.^a – Orientadora
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof. André Luiz Carvalho da Silva, Dr. – Coorientador
Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ



Prof. Gustavo Vaz de Melo, Dr.
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof. Rodrigo Coutinho Abuchacra, Dr.
Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ



Prof. Igo Fernando Lepsh, Ph. D.
Pesquisador visitante da USP/ESALQ, Dep. Ciência do Solo

Niterói - RJ
2017

Ficha catalográfica

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

S457c Seixas, Amanda Pacheco
Condições paleoambientais associadas à ocorrência de
linhas de pedra em latossolo no Médio Vale do Rio Paraíba do
sul-RJ / Amanda Pacheco Seixas ; Heloisa Helena Gomes Coe,
orientadora ; André Luiz Carvalho da Silva, coorientador.
Niterói, 2017.
97 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2017.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2017.m.13546039742>

1. Reconstituição paleoambiental. 2. Bioindicador. 3.
Stone lines. 4. Produção intelectual. I. Coe, Heloisa Helena
Gomes, orientadora. II. Silva, André Luiz Carvalho da,
coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto
de Geociências. IV. Título.

CDD -

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

Aos meus pais Roberto e Sandra.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus pela vitória e oportunidade de fazer um mestrado, sempre me mostrando a cada dia como sou capaz de alcançar os meus objetivos, sempre me amparando e, principalmente, por nunca deixar faltar nada na minha vida em meio às dificuldades, principalmente o amor.

Agradeço aos meus pais, Sandra e Roberto, os quais acreditaram em mim, me conduziram na vida e não permitiram que eu desistisse dos meus sonhos perante as dificuldades. Deram-me todo o seu apoio, toda a sua paciência e principalmente o seu amor incondicional.

A caminhada para a conclusão desse mestrado foi árdua. Entretanto, diversos anjinhos sempre estavam no meu caminho, suprimindo alguma necessidade. Então, agradeço:

A todos os meus familiares que direta ou indiretamente me auxiliaram de alguma maneira, com orações e energia positiva.

Aos meus avós: Vó Hilma (*in memoriam*), Vô Betinho (*in memoriam*) e Vô Miguel (*in memoriam*), que sempre procuraram me guiar pelo caminho certo e sei que estão no céu intercedendo por mim.

As meus amigos e amigas, em especial, Lia Motta, Thaiane Fagundes, Bianca Carvalho e João Carlos, os quais sempre me apoiaram, me escutaram e ajudaram nos momentos mais difíceis.

A honra por ter sido orientada por Heloisa Helena Gomes Coe e André Luiz Carvalho da Silva, os quais agiram mais que profissionalmente nesse trabalho, me auxiliando em dúvidas e em dificuldades de diversas escalas, ao longo do percurso. Foram compreensivos, amigos, atenciosos, pacientes e acima de tudo deixaram grandes ensinamentos, que levarei para o resto de minha vida. Obrigada pela oportunidade, amizade e do carinho.

Ao professor Paulo Roberto Silveira Gomes (*in memoriam*), pelo apoio e carinho durante a minha jornada acadêmica. Além de incentivar com palavras, depositou sua confiança em mim, fazendo com que eu atuasse na preparação de amostras no Laboratório de Radiocarbono da UFF (LAC) com direito a bolsa IC-CNPq. Com certeza, colhi diversos frutos, parceria e convivência no laboratório. Você deixou saudade e certeza de que pessoas humildes e de bom coração existem.

Aos professores do IF-UFF: Kita Macário, Carla Carvalho, pelo carinho, compreensão e todo o aprendizado recebido, e aos colegas no LAC: Maikel, Vinicius, Airton, “Júlio”, Pedro,

Fred, Fabio, Bruna Brandão, as Isabelas, Ingrid, Fabiana e Eduardo. Em especial Bruna Netto, Renata Jou, Marcelo e Luana, por imensuráveis ajudas, pela companhia, pela conversa, pelo apoio, pela amizade e por sempre fazerem dos meus dias laboratoriais, mais alegres e passageiros.

Ao professor Igo Lepsch, pelos ensinamentos ao longo da graduação e do mestrado, auxílio, companhia agradável e aprendizado em campo.

Ao professor Mauro Parolin, que me acudiu no momento de dúvidas e com o auxílio para terminar as análises.

Aos meus queridos amigos “fitoliteiros e costeiros” pela ajuda em diversas fases de laboratório. Especialmente Yame Medina, Jenifer Garcia, Emily Gomes, Raphaella Dias, Karina Chueng, David Barcelos, Bruno Vinícius, Sarah Fricks, Andressa Batista e Carolina Silvestre.

A todos do Laboratório de Geografia da UERJ/FFP (LABGEO), pelo auxílio no tratamento das amostras, principalmente Lorhan Portela e Bruno Lopes e ao LAMOM (Laboratório de Microscopia Óptica e Morfoscopia) UERJ/FFP pela utilização do microscópio.

A todos que acreditaram em mim, vivenciaram a minha luta e lutaram comigo, recebam o meu “Muito Obrigada!” com muito carinho e amor, todos vocês fizeram parte da realização desta dissertação.

“Ando devagar porque já tive pressa
Levo esse sorriso porque já chorei demais
Hoje me sinto mais forte, mais feliz, quem sabe?
Só levo a certeza de que muito pouco eu sei
Ou nada sei”
Almir Sater – Tocando em frente

RESUMO

O Vale do Paraíba do Sul, localizado entre as duas maiores metrópoles do Brasil, compreende uma área bastante alterada, onde a composição original de Mata Atlântica é, atualmente, representada apenas por pequenos mosaicos numa paisagem de extensos campos de pastagem. Diversos estudos são realizados para compreender não só as causas e consequências da ação do homem, como também a evolução e transformação da paisagem, identificando os processos modeladores do relevo. Nesse contexto, o solo torna-se ferramenta essencial, podendo ser estudado para diversas finalidades sendo que alguns de seus componentes podem possuir diferentes hipóteses de formação, como é o caso das linhas de pedra ou *stone-lines*. A origem alóctone ou autóctone dessas feições ainda desperta polêmica no meio científico. Dessa forma, este estudo buscou reconstituir as condições paleoambientais e inferir possíveis mudanças no clima e na vegetação, associadas à ocorrência de linhas de pedra, ocorridas durante o Quaternário no Médio Vale do Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro, através de dados pedológicos, de assembleias fitolíticas, de isótopos estáveis de carbono e de datações por ^{14}C -AMS. As análises fitolíticas e isotópicas não identificaram mudanças no tipo de formação vegetal durante o período observado, ou seja, apresentando somente variações em sua composição (maior ou menor quantidade de lenhosas ou de herbáceas), decorrentes de períodos relativamente mais secos ou mais úmidos. O cenário de evolução da área de estudo identificou uma primeira fase, anterior a 8880 anos cal AP, com um ambiente mais seco e mais frio que o atual e vegetação esparsa, seguida de uma fase com um ambiente mais úmido e vegetação mais arbórea. Os períodos de 8880 anos cal AP e 8380 anos cal AP foram caracterizados como mais secos que o anterior, quando se dá a formação das linhas de pedra. A partir de 2920 anos cal AP até o presente, as análises fitolíticas inferem um ambiente progressivamente mais úmido. A hipótese relacionada à gênese das linhas de pedra é a de coluvionamento atrelado a um período de chuvas concentradas, com competência para transportar material mais grosseiro, mas de pequena distância, já que os seixos analisados são angulosos e subangulosos, indicando pouco retrabalhamento. Os resultados foram muito promissores para a utilização de fitólitos na inferência de condições paleoambientais que ocasionaram a formação de linhas de pedra, principalmente quando associados a outros *proxies*.

Palavras-chave: Reconstituição paleoambiental; fitólitos; isótopos de carbono; Médio Vale do Paraíba do Sul; linhas de pedra.

ABSTRACT

The Paraíba do Sul Valley, located between the two largest cities in Brazil, comprises a very disturbed area where the original composition of the Atlantic Forest is currently represented only by small mosaics within extensive pastures fields landscape. Several studies are carried out to understand not only the causes and consequences of human action, but also the evolution and transformation of the landscape, identifying the processes that shape the relief. In this context, soil has become an essential tool and can be studied for various purposes and some of its components may have different hypotheses of formation, such as the stone lines. The allochthonous or autochthonous origin of these features still arouses controversies. Thus, this study sought to reconstruct the paleoenvironmental conditions and to infer possible changes in climate and vegetation associated with the occurrence of stone lines, occurring during the Quaternary in the Medium Paraíba do Sul Valley, State of Rio de Janeiro, by means of pedological data, phytolith assemblages, stable carbon isotopes, and ^{14}C -AMS dating. The phytolith and isotopic analyzes did not identify big changes in the type of vegetation during the observed period, presenting only variations in its composition (greater or lesser amount of woody or herbaceous), resulting from relatively drier or wetter periods. The evolution scenario of the study area identified a first phase, earlier than 8880 years cal BP, with a drier and colder than the present environment and sparse vegetation, followed by a phase with a more humid environment covered by more arboreal vegetation. The periods of 8880 years cal BP and 8380 years cal BP were characterized as drier than the previous one, when the stone-lines are formed. From 2920 years cal BP to the present, the phytolith analyzes infer a progressively more humid environment. The hypothesis related to the genesis of the stones-lines is the one transport of the colluvial material slope below under conditions of concentrated rains, with competence to transport more coarse material, but from small distance, since the analyzed pebbles are angular and subangular, indicating little reworking. The results were very promising for the use of phytoliths in the inference of paleoenvironmental conditions that led to the formation of stone lines, especially when associated with other proxies.

Keywords: Paleoenvironmental reconstruction, phytoliths, carbon isotopes, Medium Paraíba do Sul Valley, stone-lines.

SUMÁRIO

Lista de figuras

Lista de tabelas

RESUMO

ABSTRACT

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Objetivo geral	18
1.2 Objetivos específicos	18
2 ÁREA DE ESTUDO	19
2.1 Geologia e geomorfologia	20
2.2 Solos	23
2.3 Clima	23
2.4 Vegetação	24
2.5 Histórico de ocupação e uso das terras da região	25
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	27
3.1 Reconstituições paleoambientais	27
3.2 Fitólitos	28
3.2.1 <i>Porque as plantas produzem fitólitos</i>	31
3.2.2 <i>Principais famílias produtoras</i>	31
3.2.3 <i>Fitólitos e valor taxonômico</i>	32
3.2.4 <i>Denominação ICPN e morfologia dos fitólitos</i>	32
3.2.5 <i>Índices fitolíticos</i>	35
3.3 Composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$)	36
3.4 Datações por ^{14}C – AMS	38
3.5 Gênese das linhas de pedra	43
3.5.1. <i>Hipóteses autóctones para a origem das linhas de pedra</i>	43
3.5.1.1 Paleopavimentação detrítica.....	43
3.5.1.2 Hipótese do remanejamento por cupins.....	44
3.5.1.3 Hipótese de ação eólica.....	44
3.5.1.4 Hipótese da descida dos elementos de maior granulometria no perfil.....	46
3.5.1.5 Hipótese do coluvionamento.....	45
3.5.1.6 Hipótese do estado de equilíbrio.....	46
3.5.1.7 Hipótese do desenvolvimento local e decorrente de oscilações climática.....	46

3.5.1.8 Hipótese do intemperismo residual.....	47
3.5.2 Hipóteses alóctones para a origem das linhas de pedra.....	47
3.5.2.1 Hipótese do transporte de materiais em superfície.....	47
3.5.2.2 Hipótese de inversão de materiais.....	48
4 MATERIAIS E MÉTODOS	49
4.1 Trabalhos de campo	49
4.2 Análise textural do solo	50
4.3 Análise do teor de matéria orgânica e pH	55
4.4 Análises fitolíticas	55
4.4.1 <i>Extração de fitólitos e preparação das lâminas</i>	<i>55</i>
4.4.2 <i>Contagem dos fitólitos</i>	<i>59</i>
4.4.3 <i>Cálculo dos índices fitolíticos.....</i>	<i>60</i>
4.5 Composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$)	60
4.6 Datação por ^{14}C-AMS	60
4.6.1 <i>Pré-tratamentos.....</i>	<i>60</i>
4.6.2 <i>Combustão das Amostras.....</i>	<i>62</i>
4.6.3 <i>Purificação.....</i>	<i>63</i>
4.6.4 <i>Prensagem.....</i>	<i>65</i>
5 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	66
5.1 Caracterização pedológica	66
5.1.1 <i>Descrição do perfil de solo</i>	<i>66</i>
5.1.2 <i>Textura do perfil de solo</i>	<i>69</i>
5.1.3 <i>Teor de matéria orgânica e pH</i>	<i>72</i>
5.2 Análise dos fitólitos	74
5.2.1 <i>Estoque de fitólitos.....</i>	<i>75</i>
5.2.2 <i>Classificação dos fitólitos.....</i>	<i>75</i>
5.2.3 <i>Tipos de fitólitos.....</i>	<i>76</i>
5.2.4 <i>Índices fitolíticos.....</i>	<i>78</i>
5.3 Análise Isotópica ($\delta^{13}\text{C}$)	80
5.4 Idades do perfil de solo por ^{14}C-AMS.....	81
6 SÍNTESE INTERPRETATIVA DOS RESULTADOS.....	84
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	90
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Área de Estudo.....	19
Figura 2 - Bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul.....	20
Figura 3 – Mapa tectônico mostrando o Orógeno da Ribeira e suas subdivisões.....	20
Figura 4 – O médio vale do Paraíba sobre o embasamento pré-cambriano.....	21
Figura 5 – Voçoroca em Barra do Piraí.....	22
Figura 6 – Mar de Morros do vale do Rio Paraíba do Sul, tendo ao fundo a escarpa da Serra da Mantiqueira com o Pico do Itatiaia.....	22
Figura 7 – Mapa altimétrico do Médio Vale do Paraíba do Sul.....	23
Figura 8 – Climograma e gráfico de temperatura de Barra do Piraí.....	24
Figura 9 – Esquema do ciclo do silício e exemplo de biomineralização.....	29
Figura 10 – Fitólitos encontrados nas plantas e no solo.....	30
Figura 11 – Parte das plantas onde são produzidos os fitólitos.....	31
Figura 12 – Principais morfotipos de fitólitos.....	33
Figura 13 – Valores de $\delta^{13}\text{C}$ para plantas terrestres	38
Figura 14 - Ciclo do Carbono 14.....	39
Figura 15 – Seções das curvas atmosféricas e marinha.....	42
Figura 16 – Formação de linha de pedras por cupins.....	44
Figura 17 – Desenho esquemático da hipótese de formação das linhas de pedra pela ação eólica.....	45
Figura 18 – Desenho esquemático da formação das linhas de pedra a partir da hipótese da descida dos elementos de maior granulometria no perfil.....	45
Figura 19 – Desenho esquemático da formação das linhas de pedra a partir da hipótese do coluvionamento.....	46
Figura 20 – Linhas de seixos segundo conceito do estado de equilíbrio.....	46
Figura 21 – Linhas de pedra de vertente.....	47
Figura 22 – Esquema representando as etapas da pesquisa.....	49
Figura 23 – Quarteador usado na análise granulométrica.....	51
Figura 24 – Conjunto de peneiras sobrepostas no agitador para a separação das frações... ..	52
Figura 25 – Agitador elétrico - “ <i>stirrer</i> ”.....	53
Figura 26 – Argila decantada nas provetas de 1000 ml sendo pipetadas para os beckers de 50 ml.....	54
Figura 27 – Remoção da MO com Ácido Nítrico apresentando reação.....	56
Figura 28 – Extração de ferro.....	57

Figura 29 – Etapa de remoção de argila.....	57
Figura 30 – Etapa de peneiramento dos fitólitos.....	58
Figura 31 – Microscópio óptico polarizador Zeiss Axio Scope.A1.....	59
Figura 32 – Três transectos para contagem em uma lâmina.....	60
Figura 33 – Tratamento físico das amostras.....	61
Figura 34 - Coloração amarelada do HCl na amostra.....	62
Figura 35 – Tubo de combustão com reagentes, amostra e lã de vidro.....	63
Figura 36 – Linha de vácuo do Laboratório de Radiocarbono da UFF.....	63
Figura 37 – Tubos de grafitização.....	64
Figura 38 – Armadilha de gelo seco triturado, nitrogênio líquido e álcool etílico.....	64
Figura 39 – Armadilha com nitrogênio líquido.....	65
Figura 40 – Horizontes e linhas de pedra do perfil de solo estudado em Barra do Pirai/RJ.....	66
Figura 41 – Resultados da granulometria do perfil 1.....	71
Figura 42 – Grãos de quartzo na fração cascalho presentes nas linhas de pedra do perfil de solo.....	72
Figura 43 – Estoque de fitólitos (unidades contadas em 3 transectos) no perfil de solo.....	75
Figura 44 – Classificação dos fitólitos do perfil de solo.....	76
Figura 45 – Tipos de fitólitos observados no perfil de solo (% dos fitólitos <i>classified</i>).....	77
Figura 46 – Fotos dos fitólitos observados.....	78
Figura 47 – Índice D/P.....	79
Figura 48 – Índice Bi (%).....	80
Figura 49 – Valores de $\delta^{13}\text{C}$ observados no perfil de solo.....	81
Figura 50 – Idades calibradas.....	82
Figura 51 – Idades calibradas: Linha de pedra 2 (125-132cm).....	82
Figura 52 – Idades calibradas Linha de pedra 1 (150-158cm).....	82
Figura 53 – Idades calibradas distribuídas de acordo com a profundidade.....	83
Figura 54 – Resultados integrados das análises granulométricas, fitolíticas, isotópicas e zonas delimitadas para o perfil de solo estudado.....	86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Exemplos de alguns <i>proxies</i> e suas aplicações.....	28
Tabela 2 - Fitólitos característicos das plantas Poaceae (gramíneas), segundo Twiss <i>et al.</i> (1969); Twiss, (1992); Kondo <i>et al.</i> (1994).....	34
Tabela 3 - Fitólitos característicos das plantas Poaceae (gramíneas) complementada por (Mulholland, 1989), Kondo <i>et al.</i> , 1994) e Fredlund & Tieszen, 1994).....	34
Tabela 4 - Exemplo de alguns radioisótopos que podem ser medidos com AMS.....	42
Tabela 5 - Classificação granulométrica dos sedimentos, adaptada de Wentworth (1922) em Pettijohn (1975).....	54
Tabela 6 - Resultados da análise granulométrica do perfil de solo.....	70
Tabela 7 - Teor de MO - Análise Elementar no perfil de solo.....	73
Tabela 8 - Resultados da análise de pH no perfil de solo.....	73
Tabela 9 - Resultados das análises fitolíticas e isotópicas.....	74
Tabela 10: Datações e calibrações do perfil de solo.....	81

1 INTRODUÇÃO

Este trabalho busca conhecer as condições paleoambientais e inferir possíveis mudanças no clima e na vegetação, em associação com os processos pedológicos e geomorfológicos, ocorridas durante o Quaternário no Médio Vale do Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. A área de estudo, localizada entre as duas maiores metrópoles do país (São Paulo e Rio de Janeiro), teve seu espaço ocupado e estruturado através de sucessivos ciclos econômicos a partir do século XIX, quando o cultivo do café representava a principal atividade econômica da região. Atualmente, o Vale do Paraíba do Sul compreende uma área bastante alterada, onde a composição original de Mata Atlântica, que abrangia uma área equivalente a 1.315.460 km², é, nos dias atuais, representada apenas por pequenos mosaicos (cerca de 8,5% de remanescentes florestais) numa paisagem de extensos campos de pastagem (SOS MATA ATLÂNTICA, 2014).

Analisando-se a intervenção antrópica nessa área, percebe-se que a problemática ambiental dos dias atuais é produto da forma como o homem se apropria dos elementos naturais. O uso indiscriminado desses elementos, como as florestas, as águas e os solos, acarreta imensas transformações que podem vir a gerar grandes prejuízos ao meio físico e aos seres vivos. Desta forma, diversos estudos são realizados para compreender, não só as causas e consequências da ação do homem, como também a evolução e transformação da paisagem, identificando os processos modeladores do relevo. Nesse contexto, o solo torna-se ferramenta essencial, sendo, segundo Guerra e Guerra (2003), o único ambiente onde se encontram reunidos, em associação íntima, os quatro elementos: domínio das rochas (litosfera), domínio das águas (hidrosfera), domínio do ar (atmosfera) e domínio da vida (biosfera). Resultado do intemperismo físico e químico sobre a rocha e influenciado pelos fatores ativos (clima e organismos) e passivos (material de origem, relevo e tempo) e por ser formado à luz de diversos fatores e ações, o solo possui características diversas (LEPSCH, 2010). Sendo assim, o solo pode ser estudado para diversas finalidades e alguns de seus componentes podem possuir diferentes hipóteses de formação, como é o caso das linhas de pedra ou *stone-lines*. Segundo Hiruma (2007), as linhas de pedra estão relacionadas a horizontes de fragmentos angulosos, subangulosos e/ou arredondados, de veio de quartzo, quartzitos, couraças lateríticas, minerais pesados, ou de outros materiais resistentes à alteração, presentes no solo.

Apesar de o tema ser mencionado na literatura desde o século XIX, a origem alóctone ou autóctone dessas feições ainda desperta polêmica no meio científico. A partir da divergência inerente a hipóteses da gênese das linhas de pedra, o presente trabalho visa contribuir com as

hipóteses existentes na literatura, através da identificação e caracterização de linhas de pedra presentes em latossolo no Médio Vale do Paraíba do Sul –RJ, através da reconstituição da vegetação e conseqüente inferência das condições climáticas durante a gênese e evolução desses solos. Para tal reconstituição foram utilizados como indicadores os silicofitólitos e os isótopos de carbono. Os fitólitos são partículas de sílica hidratada, microscópicas (<60-100 µm), produzidas pelas plantas e que são posteriormente adicionados aos solos (PIPERNO, 1988), onde podem permanecer por um longo tempo, sendo capazes de contribuir para a reconstituição paleoambiental, principalmente se associados a outros indicadores. Os isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) permitem a identificação da cobertura vegetal, com o predomínio de plantas C3 (principalmente lenhosas) ou C4 (gramíneas) (PESSENDA *et al.*, 2005). Além disso, foram realizadas análises pedológicas, a fim de conhecer as características texturais, de acidez e basicidade, arredondamento e angulosidade dos grãos, e datações por ^{14}C -AMS, para estabelecer a cronologia das variações observadas nas camadas e horizontes do perfil de solo.

1.1 Objetivo Geral

Esse trabalho objetivou reconstituir as condições paleoambientais associadas à ocorrência de linhas de pedra no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, através da integração de dados pedológicos, de assembleias fitolíticas, de isótopos estáveis de carbono e de datações por ^{14}C -AMS.

1.2 Objetivos específicos

- Caracterizar o perfil de solo estudado para compreender os processos responsáveis pela distribuição de fitólitos e matéria orgânica ao longo dos horizontes;
- Reconstituir os tipos de vegetação característicos do perfil estudado para identificar possíveis mudanças climáticas, através de análises fitolíticas e de isótopos de carbono;
- Estabelecer a geocronologia dos perfis de solo estudados, através de datações por ^{14}C -AMS a partir da matéria orgânica do solo;
- Elaborar um modelo de formação das linhas de pedra presentes no latossolo na área de estudo.

2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo corresponde ao município de Barra do Piraí, que compõe a região do Médio Vale do Paraíba no Estado do Rio de Janeiro. Com uma área de 578,471 km², o município de Barra do Piraí está localizado na latitude 22° 28' 12" S e longitude 43° 49' 32" O, estando a uma altitude de 363 metros (figura 1).

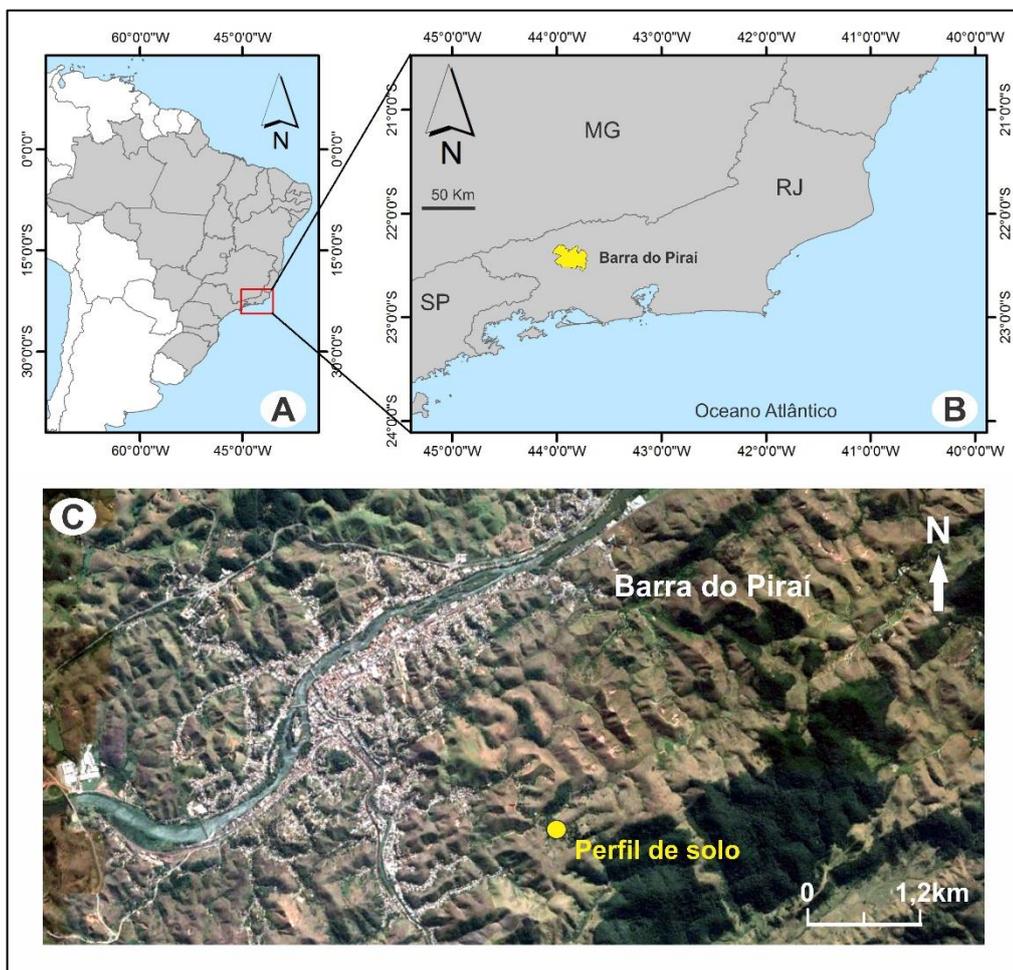


Figura 1: Área de Estudo. Imagem Google Earth (2016).

A bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul possui cerca de 56.000 km², abrangendo áreas dos Estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Sua nascente fica na Serra da Bocaina (Estado de São Paulo), formada pela confluência dos rios Paraitinga e Paraibuna, e sua foz no Oceano Atlântico (cidade de São João da Barra, norte do Estado do Rio de Janeiro) (SENNA, 2011). O rio Paraíba do Sul pode ser dividido em quatro setores (figura 2) segundo o seu trecho, sendo: a) Paraíba Superior: das nascentes do Paraitinga até Guararema, SP, numa extensão de 302 km; b) Alto Paraíba: de Guararema até Cruzeiro, SP, com extensão de 242 km; c) Médio Paraíba: de Cruzeiro até São Fidélis, RJ, com extensão de 422 km e d) Paraíba Inferior: de São Fidélis até a foz, com extensão de 94 km (SENNA, 2011).

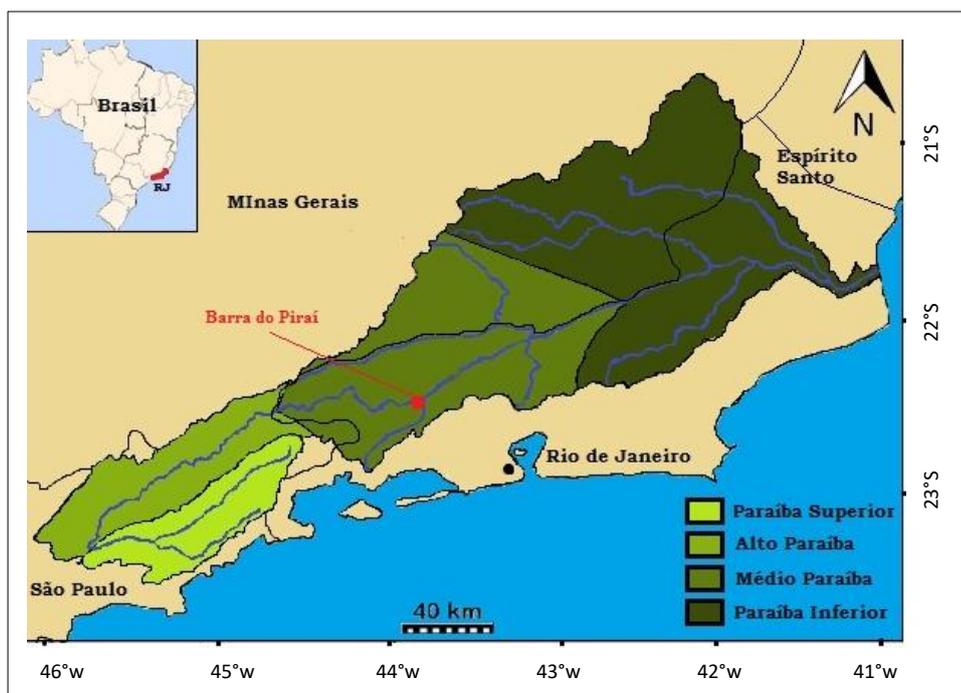


Figura 2: Bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul. Fonte: adaptado de Pinto, 2008.

2.1 Geologia e geomorfologia

A compartimentação tectônica onde se encontra o Médio Vale do Paraíba está inserida no Orógeno Ribeira, o qual apresenta orientação estrutural NE-SW e resulta da colisão entre o Craton do São Francisco e outras placas, o arco-de-ilhas situado a sudeste e a porção sudoeste do Craton do Congo (figura 3) (CPRM, 2007).

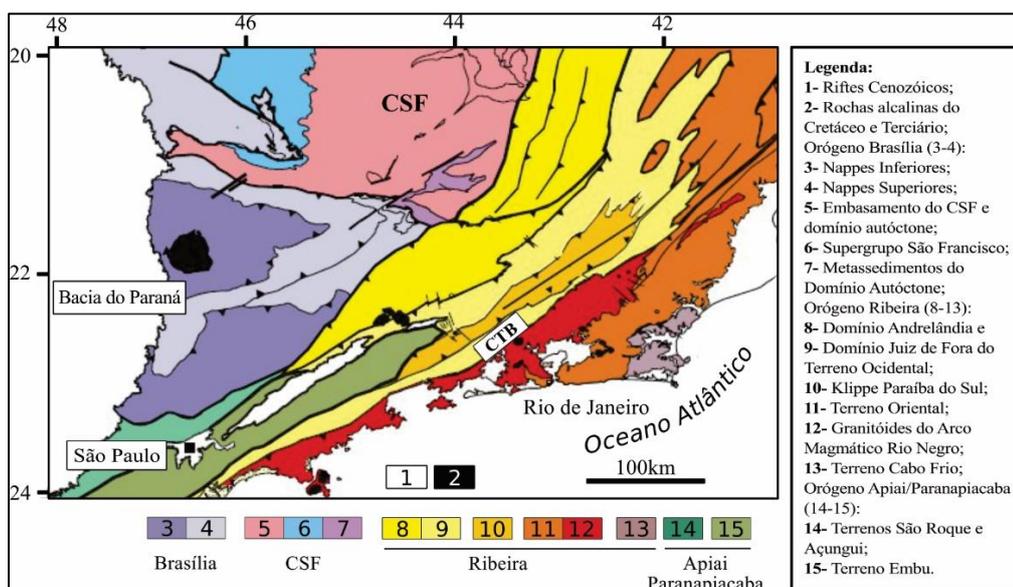


Figura 3: Mapa tectônico mostrando o Orógeno da Ribeira e suas subdivisões. Fonte: modificado de CPRM, 2007.

O Médio Vale do Paraíba está localizado sobre o embasamento Pré-cambriano do Gráben do Paraíba do Sul (figura 4), no sistema de riftes continentais do sudeste do Brasil

(RICCOMINI, 2004), encaixado entre as Serras do Mar e da Mantiqueira, com orientação estrutural predominantemente NE-SO. Sua configuração atual resulta de uma evolução morfotectônica gerada a partir do processo de separação do continente Sul-americano, no Mesozoico, onde houve um soerguimento regional. Posteriormente, no Mesozoico-Paleógeno, formou-se um conjunto de falhas e fraturas no sentido NE, as quais foram responsáveis pela individualização das Serras do Mar e da Mantiqueira e pela geração dos grábens terciários. Ocorreu, assim, no Neogeno-Quaternário, a compartimentação da região (CPRM, 2007).

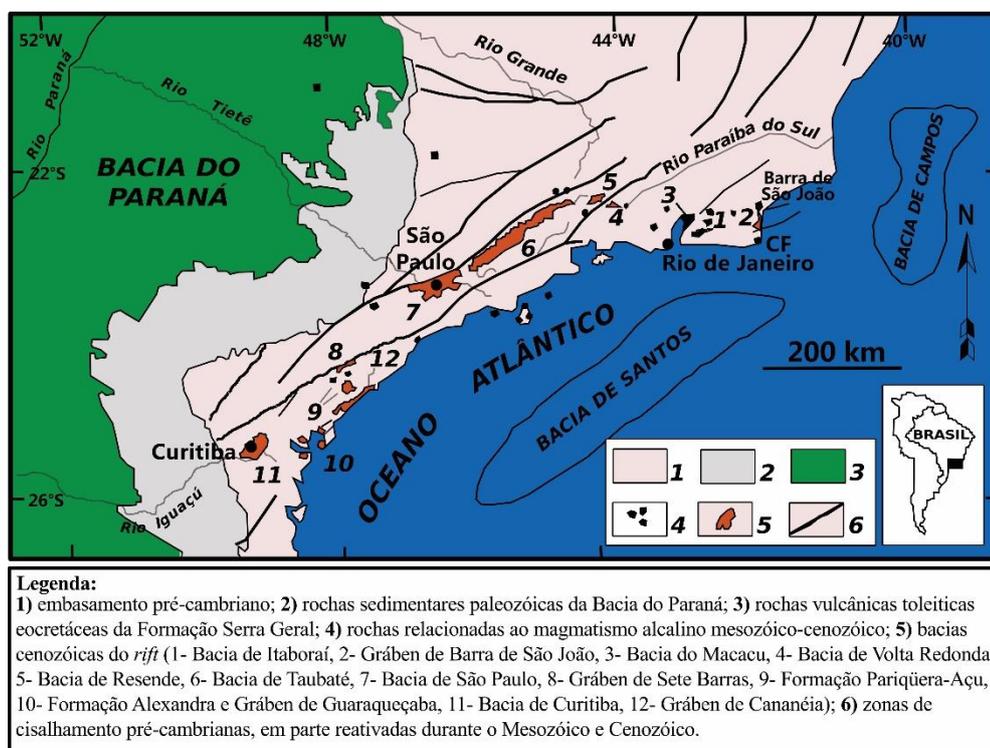


Figura 4: O médio vale do Paraíba sobre o embasamento pré-cambriano.
 Fonte: modificado de Riccomi, 2004.

O relevo do médio Vale do Paraíba do Sul é bastante acidentado. Os processos intempéricos são intensificados pela litologia, pelo clima e pelas ações do homem, produzindo erosão, a qual provoca dessecamento das encostas, voçorocas (figura 5), ravinas e terracetes (RADAMBRASIL, 1983). Entretanto, também fazem parte do relevo as formações montanhosas da Serra do Mar, da Serra da Mantiqueira, Serra dos Órgãos e, em maior presença, os domínios colinosos ou “mar de morros” (figura 6), além da própria depressão do rio Paraíba do Sul e suas planícies fluviais.



Figura 5: Voçoroca em Barra do Piraí.



Figura 6: Mar de Morros do vale do Rio Paraíba do Sul, tendo ao fundo a escarpa da Serra da Mantiqueira com o Pico do Itatiaia. Fonte: CPRM (2007).

A Serra do Mar apresenta-se desde o limite com o estado de São Paulo até o município de Campos. Seu relevo é bastante acidentado e seus níveis altimétricos variam desde o nível do mar até cerca de 2000 metros. A Serra da Mantiqueira encontra-se ao norte, limitando os estados de São Paulo e Rio de Janeiro com Minas Gerais. No Rio de Janeiro, suas escarpas ultrapassam os 2.800 metros de altitude e são conhecidas como Maciço de Itatiaia. A Serra dos Órgãos se distribui do município de Itaguaí até o município de Campos com uma área de 12.904 Km², podendo atingir altitudes maiores que 2.200 metros em Teresópolis-RJ e Nova Friburgo-RJ (RADAMBRASIL, 1983). Em termos gerais, a altitude do Médio Vale do Paraíba, onde se encontra o município de Barra do Piraí, varia entre 515 e 200 metros (figura 7).

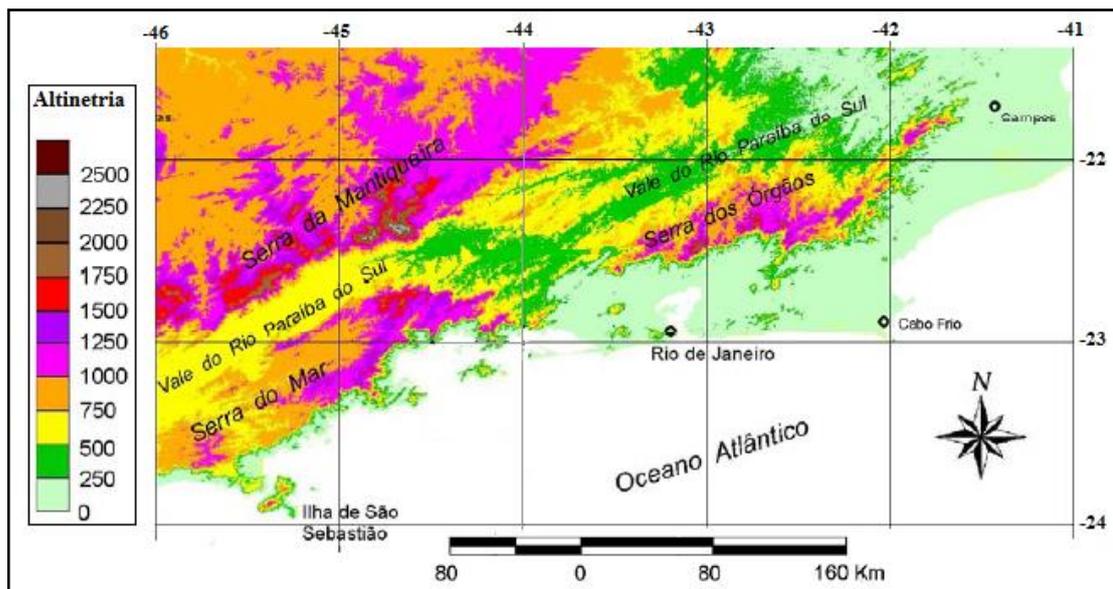


Figura 7: Mapa altimétrico do Médio Vale do Paraíba do Sul. Fonte: modificado de CPRM, 2007.

2.2 Solos

Segundo o RADAMBRASIL (1983), a litologia é metassedimentar e ígnea com trechos de depósitos sedimentares terciários e quaternários de Latossolos Vermelho-amarelos e Argissolos vermelho-amarelos eutróficos, porém, nas maiores elevações do terreno, podemos encontrar extensões de Latossolos Vermelho-amarelo álico. Moura (1990) *apud* Barros *et al.* (2000) aponta a presença de solos coluviais (argilo-arenosos de coloração castanha) de 1 metro de espessura, que demonstram ser incipientes, e registros de um último evento erosivo proveniente das encostas, com cerca de 150 anos AP, sendo denominados de depósitos tecnogênicos, isto é, solos atuais relacionados à atividade do homem.

Já em estudos de Caldas (2007) na Serra da Concórdia, situada nos municípios de Valença e Barra do Piraí, os solos foram classificados como: Cambissolo Háptico Tb Distrófico latossólico; Cambissolo Háptico Tb Distrófico léptico; Cambissolo Húmico Distrófico típico; Latossolo Amarelo Distrófico; Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico; Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico; Gleissolo Háptico Tb Distrófico incéptico (encontrados nos locais de ocorrência de acumulações quaternárias, recentes, mais especificamente ao longo das planícies e baixos terraços fluviais).

2.3 Clima

Em termos gerais, o clima no Médio Vale do Paraíba, assim como no município de Barra do Piraí, é classificado por Köppen como Cwa (subtropical úmido com verão úmido e inverno mais seco) (climate-data.org). A temperatura anual é, em média, de 20°C e os totais pluviométricos ficam entre 1000 a 2000 milímetros anuais, como pode ser observado na figura

8. Nas regiões mais elevadas, na Serra do Mar e na Serra da Mantiqueira, o tipo climático é classificado por Köppen como Cwb (clima temperado ou quase temperado com inverno seco), conforme Ventura (1964).

Em Barra do Piraí, o mês de janeiro é o mês mais úmido e mais quente. A precipitação para o mês de janeiro chega a 234 mm e a temperatura média pode chegar a 24,5°C. Já o mês de julho é o mais seco, com precipitação média em torno de 22 mm.

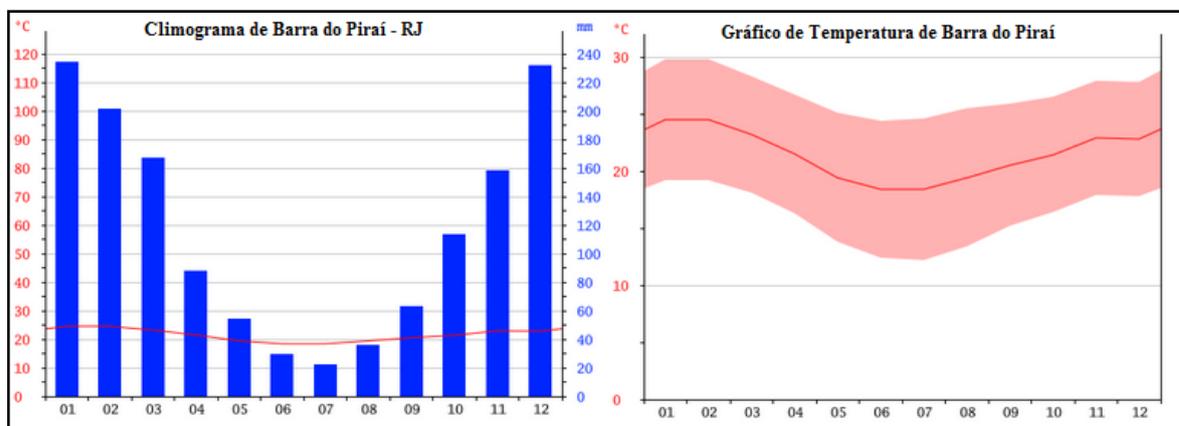


Figura 8: Climograma e gráfico de temperatura de Barra do Piraí. Fonte: climate-data.org.

2.4 Vegetação

A vegetação do Médio Vale do Paraíba era originalmente constituída pela Mata Atlântica, que está incluída no domínio da Floresta Ombrófila Atlântica, a qual apresentava uma diversificada fisionomia, modelada por padrões topográficos, pedológicos e climáticos. Segundo Ururahy (1983) *apud* Santos (2009), a vegetação original caracterizava-se como floresta ombrófila mista, floresta ombrófila densa, floresta estacional semidecidual e campestre, além de formações de influência fluvial. Atualmente, devido à ação do homem no meio para favorecer atividades econômicas cafeeiras e pecuárias, como a derrubada das florestas primitivas e as queimadas, a maior parte da vegetação que prevalece, tanto no Estado do Rio de Janeiro em geral como especificamente na região de estudo, é apenas 8,5 % de remanescentes florestais de Mata Atlântica, atualmente substituída em grande parte por campos sujos e pastagens. Segundo Thiago *et al.* (2007), a vegetação é composta por plantas de diversas espécies como de Poaceae (gramíneas), Asteraceae (compostas: *Baccharis* sp.; *Vernonia* sp.; *Elephantopus* sp.), Rubiaceae (*Borreria* sp.), entre outras.

2.5 Histórico de ocupação e uso das terras da região

A ocupação do médio vale do Paraíba e as primeiras atividades ali desenvolvidas estiveram relacionadas a processos extrativistas. A bacia do rio Paraíba do Sul teve sua ocupação a partir da foz, na segunda metade do século XVI, devido à busca de escravos para trabalhar nas lavouras de cana-de-açúcar. Nos séculos XVII e XVIII, o processo de ocupação aumentou nos séculos XVII e XVIII, com a exploração de metais e pedras preciosas em Minas Gerais. Este fato se deu principalmente através dos caminhos que ultrapassavam a bacia do vale do Paraíba e estabeleciam uma ligação entre Minas Gerais, São Paulo e Rio de Janeiro (SILVA, 2002).

O esgotamento das reservas de ouro de Minas Gerais, atrelado à crise no mercado internacional do açúcar, motivou o Governo Colonial no início do século XIX a estimular o cultivo do café, havendo uma boa adaptação da nova cultura no Vale do Paraíba. Assim, foi no final do século XVIII e durante o século XIX, que as grandes transformações na paisagem ocorreram, pois foi o período da cultura cafeeira e da implementação de diversas fazendas e latifúndios, além momento em que a ocupação do Vale do Paraíba como um todo foi intensificada (SILVA, 2002).

O Ciclo do Café entrou em declínio, de acordo com Campos (2001), devido ao desmatamento desordenado da Mata Atlântica para o cultivo do café e à exaustão do solo devido à prática de uma única cultura, levando à degradação das terras cultivadas (ELIZEU, 2011). Com isso, deu-se a expansão da pecuária bovina no Vale do Paraíba, economia capaz de substituir satisfatoriamente a agricultura cafeeira. Segundo Totti (2008), a atividade agropecuária existente no Vale do Paraíba é marcada por uma pecuária de baixa produtividade, predominando as culturas agrícolas de pequeno porte, com exceção do arroz e da cana-de-açúcar, ocorrendo de maneira não sistemática, em espaços não planejados e com o uso de técnicas de manejo do solo rudimentares ou obsoletas, salvo algumas áreas beneficiadas por projetos governamentais em Minas Gerais e em São Paulo.

A industrialização surgiu após o declínio do café. O desenvolvimento na bacia do rio Paraíba do Sul para o uso urbano tornou-se mais decisivo em meados do século XX e foi favorecido pelo aproveitamento das inúmeras estradas de ferro e de passagens construídas durante o Ciclo do Café. A partir da década de 40, com a implementação da CSN (Companhia Siderúrgica Nacional), o eixo industrial entre São Paulo e Rio de Janeiro foi consolidado e a integração econômica entre essas cidades aumentou ainda mais com a implementação da indústria automobilística no final da década de 50 (PINTO, 2008). Silva (2002) destaca que,

embora haja tendência da bacia do Paraíba para o setor agropecuário, a atividade industrial na região tem importância muito significativa. Entretanto, Bizerril *et al.* (1998) *apud* Pinto (2008) afirmam que todas essas atividades econômicas do Vale do Paraíba foram desenvolvidas de forma predatória. Com isso, a consequência direta obtida foi a erosão e degradação da qualidade das águas na bacia do Paraíba. Além do mais, outros processos antrópicos como as queimadas, praticadas de forma constante e imoderada, e a exploração mineral, que atende às demandas do setor de construção civil, operando na extração de areia do leito e das margens de rios, são praticados extensivamente em toda a região, precipitando a desertificação da área (CAMPOS, 2001).

A Região do Médio Paraíba é, depois da Metropolitana, a mais industrializada do Estado do Rio de Janeiro. Além disso, a agropecuária também assume papel de destaque, pois a região é uma das maiores produtoras de leite do Estado. A atividade é praticada de forma tradicional e com fraca inserção no processo de modernização da agricultura (CEPERJ)¹. Temos também diversos municípios do Médio Vale do Paraíba que possuem sua economia apoiada, não somente na agropecuária, mas no turismo rural e cultura, utilizando-se das antigas fazendas, do ecoturismo e dos esportes de aventura.

¹ Disponível em: http://www.ceperj.rj.gov.br/ceep/info_territorios/divis_regional.html

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Reconstituições Paleoambientais

A preocupação com mudanças climáticas e suas consequências para as gerações futuras tem sido um tema muito discutido ultimamente. Diversas ciências têm se dedicado a compreender o planeta em que vivemos desde a sua origem, sua evolução, seu funcionamento, as modificações que tem sofrido por interferência antrópica e como podemos contribuir para preservar os habitats que sustentam a vida. Desde então, ramos da ciência como a Arqueologia, Geologia, Geofísica, Paleobotânica, Dendrocronologia, Antracologia, dentre outros, procuram reconstituir ambientes antigos. Dessa forma, as reconstituições paleoambientais visam, sobretudo, “formar de novo”, “refazer” a história ou o que constituía ambientes passados.

Nesse sentido, o clima é um objeto de estudo com grande importância, pois as variações climáticas sofridas ao longo do passado geológico foram um dos instrumentos que moldaram o ambiente até sua composição atual. Assim sendo, a vegetação é um dos primeiros elementos a sofrer com a variação do clima. Algumas espécies da flora podem desaparecer parcial ou totalmente, dando lugar a espécies mais adaptadas ao novo clima, afetando também a fauna. Segundo Santos (2010), muitas destas variações climáticas sofridas ao longo do passado geológico se evidenciaram em escalas temporais curtas e abruptas provocando impactos perceptíveis à escala de uma vida humana. Salgado-Labouriau (1994), afirma que essas variações se apresentam em fases de longos intervalos com temperaturas muito baixas, denominadas glaciais, sendo intercaladas por fases mais quentes assemelhando-se ao atual, chamadas de interglaciais. Essas múltiplas variações, afirmam Souza *et al.* (2005), prosseguem até os dias atuais, acionadas por mecanismos astronômicos, modificações atmosféricas, fenômenos geológicos, etc. O advento do ser humano durante o Quaternário introduziu um novo agente atuando nessas mudanças, cujo papel não pode ser desprezado (WATERS *et al.*, 2016).

Os estudos paleoambientais podem auxiliar na distinção e compreensão do efeito das atividades antropogênicas na variabilidade climática natural ao longo do Quaternário. O Quaternário, com cerca de 2,6 milhões de anos, está dividido em duas épocas, o Pleistoceno (mais antiga e mais longa, que se iniciou há 2,6 milhões de anos) e o Holoceno (mais recente, com 10 mil anos e que se estende até os dias de hoje) (COHEN, 2013). Uma grande quantidade de estudos voltados para a reconstituição de paleoambientes no Quaternário se baseia na utilização de indicadores (*proxies*) dos mais diversos, como por exemplo: entidades biológicas preservadas nos sedimentos (diatomáceas, pólenes, foraminíferos, fitólitos, etc.), compostos orgânicos e propriedades geoquímicas e isotópicas de material detrítico e biogênico (isótopos

de Oxigênio, de Carbono, etc.) (HILLAIRES-MARCEL, 2007 *apud* SANTOS, 2010). Cada um desses indicadores possui características próprias, capacidades e limitações, que devem ser levadas em conta dependendo do ambiente a ser analisado. A utilização de vários métodos e indicadores na reconstituição de paleoambientes tende a minimizar as limitações inerentes a cada um destes. A seguir, na tabela 1, podem ser observados alguns *proxies* e em que tipo de estudos paleoambientais eles são mais comumente aplicados.

Tabela 1 - Exemplos de alguns *proxies* e suas aplicações

PROXY	ESTUDOS PALEOAMBIENTAIS
Pólen e Palinomorfos	Mudanças florísticas e mudanças climáticas.
Fitólitos	Mudanças no tipo de vegetação e mudanças climáticas.
Espículas de esponja	Variações de ambientes aquáticos de água doce e água marinha.
Anéis de crescimento de algumas árvores	Paleoclimáticos, Dendrocronologia
Isótopos estáveis de Carbono	Mudanças no tipo de vegetação.
Ostracodes	Paleoceanográficos, Paleoclimáticos e Bioestratigráficos, sendo bons indicadores de batimetria.
Vermetídeos	Variações no nível do mar, reconstituição de mudanças eustáticas e instabilidade tectônica.
Tecamebas	Mudanças da salinidade, da acidez das massas de água e do clima.
Foraminíferos	Variações paleoceanográficas e paleoclimáticas e guia bioestratigráfico.
Cocolitoforídeos	Variações paleoceanográficas.
Radiolários	Paleobiogeografia, reconstituições paleogeográficas de áreas tectonicamente complexas, bioestratigrafia e paleoceanografia/paleoclimatologia.
Corais	Paleoclimáticos

Fonte: Informações adaptadas de: Leal & Lorscheitter (2006); Piperno (1988); Silva *et al.*, (2012); Tomazello (2001); Pessenda *et al.*, (2005); Vilano (2013) e Rebotim (2011).

3.2 Fitólitos

Os fitólitos são partículas de sílica hidratada ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) microscópicas (<60-100 μm) produzidas pelas plantas (PIPERNO, 1988) e que são adicionados aos solos, onde podem permanecer por um longo tempo. O termo “fitólito, possui origem grega e significa literalmente “pedra de planta” (PIPERNO, 1991). Muitas terminologias como silicofitólitos, espículas, corpos silicosos ou opala biogênica, são usadas para nomear compostos de sílica hidratada com formas e tamanhos característicos, formados pelas plantas ao longo de seu ciclo vegetativo (PIPERNO, 2006; JONES, 1964) e por animais (GARRONE *et al.*, 1981).

O termo silicofitólito é comumente utilizado para diferenciar os fitólitos de sílica em relação aos fitólitos de cálcio – calcifitólitos (PIPERNO, 2006). Neste trabalho o termo fitólito é utilizado apenas para designar partículas de sílica.

As plantas absorvem através do seu sistema radicular o ácido monossilícico Si(OH)_4 do solo, concentrando-o em várias partes de sua estrutura por meio da transpiração da água. Isso faz com que essa sílica se polimerize (PIPERNO, 2006). Esse processo é definido por Osterrieth (2008) como biomineralização (figura 9). Com a deposição da planta ou parte dela, seus restos são incorporados ao solo, o que resulta na deposição de partículas sólidas de sílica hidratada ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), os silicofitólitos.

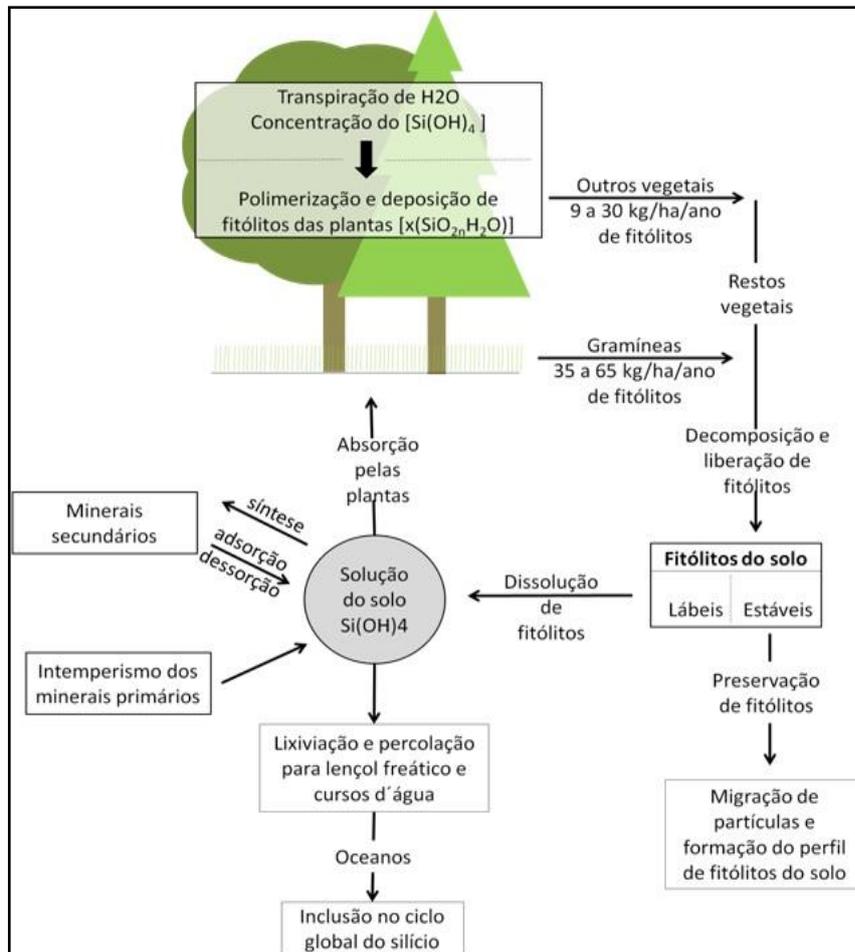


Figura 9: Esquema do ciclo do silício e exemplo de biomineralização. Fonte: Lepsch (2011).

A figura 10 exemplifica os fitólitos encontrados nas plantas e como são encontrados no solo. Uma parte desses silicofitólitos, geralmente os de menor porte, pode se dissolver, liberando novamente o ácido silícico para a solução do solo, onde ele poderá ser reciclado pela biota e/ou ser lixiviado para as águas subterrâneas e cursos d'água (LEPSCH, 2011). Entretanto, muitos fitólitos podem ser preservados no solo, sendo úteis para vários estudos, uma vez que, segundo Osterrieth (2008), os fitólitos apresentam configurações típicas da vegetação de origem e seus morfotipos recordam um “molde” da célula em que foi formado, podendo ser considerados importantes microfósseis.

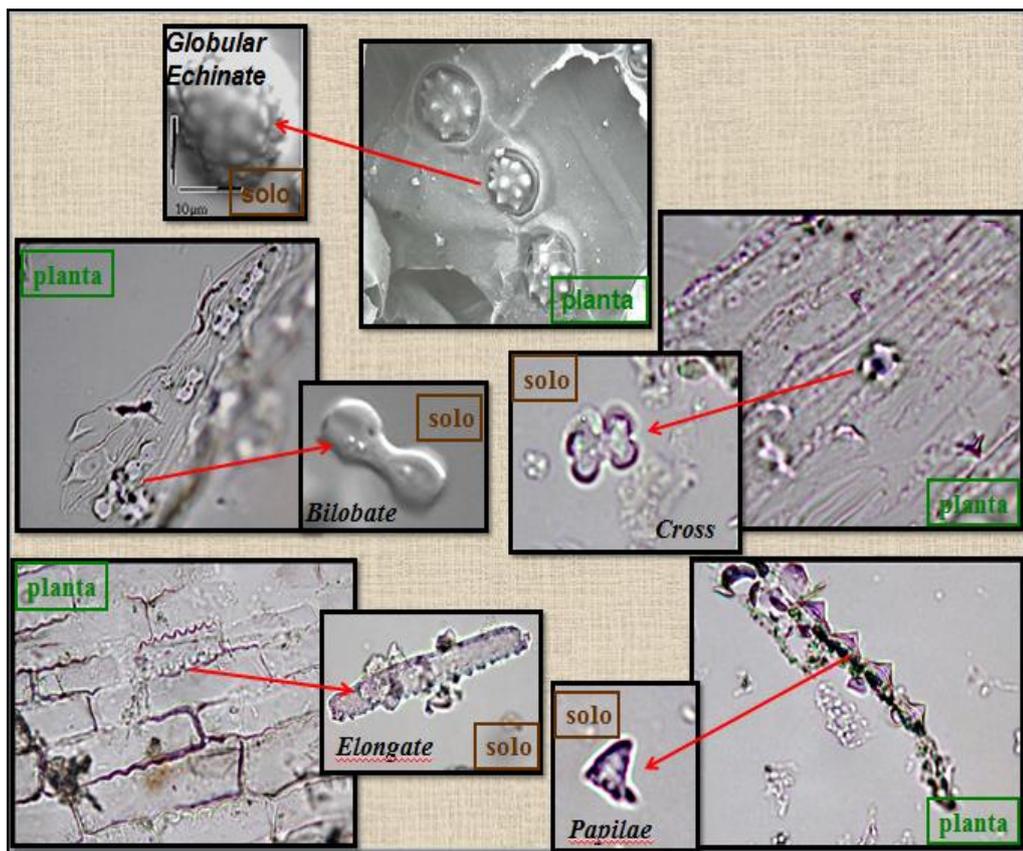


Figura 10 – Fitólitos encontrados nas plantas e no solo. Fonte: Fotos Coe, 2009.

Como se pode observar na figura 11, os fitólitos podem ser formados em todas as partes de uma planta, sendo que as folhas, por onde a planta transpira, são as partes onde se encontra a maior quantidade de fitólitos.

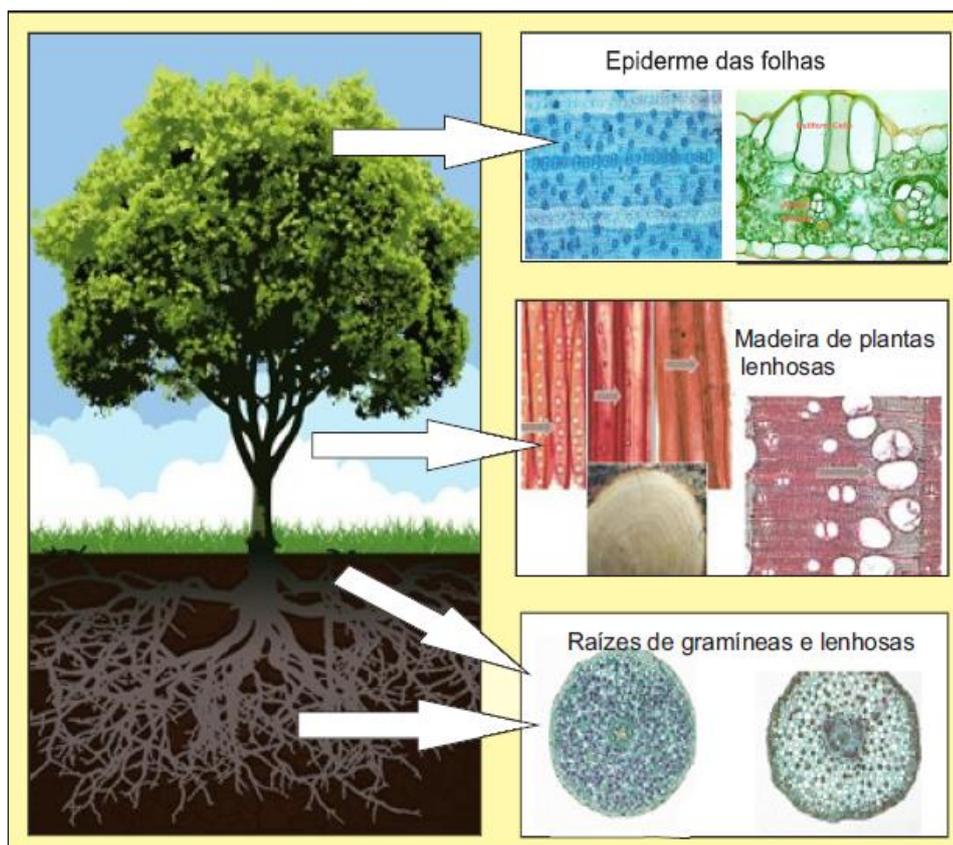


Figura 11 – Parte das plantas onde são produzidos os fitólitos. Fonte: Madella (2008) *apud* Coe (2009) modificado.

3.2.1 *Porque as plantas produzem fitólitos*

Segundo Madella (2008) *apud* Coe (2009), a produção de sílica opalina nos tecidos das plantas é influenciada por dois fatores: genéticos e ambientais.

Algumas razões pelas quais os fitólitos são depositados nas células das plantas são: para proporcionar suporte mecânico para as células e estruturas para sustentar os órgãos vegetais; resistência a estresses hídricos; proteção contra herbívoros e parasitas (KORNDÖRFER, 2001), como exemplo pode-se citar plantas que possuem em sua estrutura folhas afiadas, com pequenos espinhos ou com pelos; e neutralização de elementos tóxicos, como alumínio e metais pesados (MADELLA, 2008 citado por COE, 2009).

3.2.2 *Principais famílias produtoras*

O nível de produção de fitólitos por uma planta está relacionado a diversos fatores, como diferenças taxonômicas, isto é, nem todas as plantas são produtoras de fitólitos, e as condições climáticas e a disponibilidade de água no solo, especialmente a taxa de evapotranspiração (MADELLA, 2007).

As famílias de monocotiledôneas e algumas de dicotiledôneas acumulam quantidades expressivas de sílica (PIPERNO, 1988; RUNGE, 1999), porém as Poaceae (gramíneas)

produzem fitólitos em grande quantidade, vinte vezes maior do que as dicotiledôneas lenhosas, possuindo elevada diversidade e significado taxonômico, (TWISS *et al.*, 1969; TWISS, 1987; 1992).

3.2.3 Fitólitos e valor taxonômico

A produção de fitólitos pelas plantas apresenta duas características importantes a serem consideradas na utilização destes como indicadores paleoambientais: multiplicidade e redundância. Múltipla já que uma mesma planta pode produzir diferentes morfotipos, e redundante, pois o mesmo morfotipo pode ser produzido em diferentes tecidos de plantas e por diferentes plantas, dificultando assim a identificação da planta que o originou (BREMONT *et al.*, 2005).

Sendo assim, os silicofitólitos podem ser classificados através de três formas: taxonômica, tipológica e/ou taxonômico-tipológica. A taxonômica diz respeito à relação direta entre um tipo de fitólito e um táxon de planta. A tipológica é quando não há ligação direta entre um tipo de fitólito e uma planta. Assim, os morfotipos são descritos de acordo com suas características visuais. A taxonômico-tipológica é a mais usada hoje. Refere-se à informação taxonômica, quando conhecida, e aos tipos pertencentes a grupos específicos, além dos que são redundantes.

A partir daí, devido à multiplicidade e redundância, atribuir valor taxonômico a um único fitólito não é confiável, sendo necessário analisar um grupo de tipologias, chamados de assembleias fitolíticas e não um único fitólito ou uma planta específica. Esta assembleia fitolítica é constituída por um número estatisticamente válido de morfotipos fitolíticos (200 fitólitos classificáveis) e representa a produção média qualitativa e quantitativa de fitólitos de uma vegetação em particular (BREMONT *et al.*, 2005).

3.2.4 Denominação ICPN e morfologia dos fitólitos

Para uniformizar e auxiliar na descrição, comparação dos tipos, identificação dos fitólitos e como nomeá-los, foi criado por Madella *et al.* (2005) o ICPN 1.0 (*International Code for Phytolith Nomenclature*).

Desta forma, serão apresentados a seguir os principais tipos morfológicos de fitólitos e seus principais táxons (figura 12).

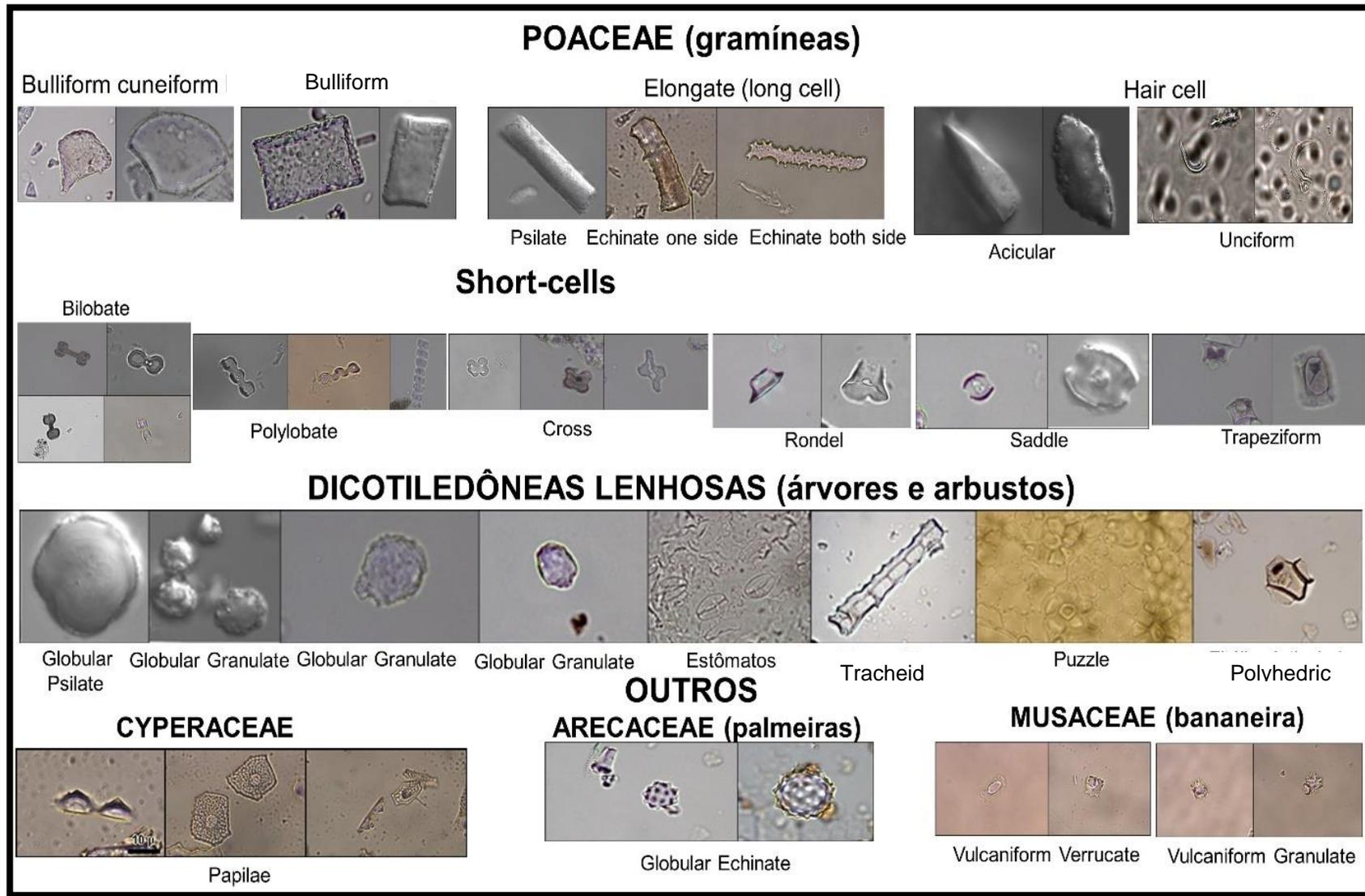


Figura12: Principais morfotipos de fitólitos. Organizado por Coe e Gomes, 2015.

A tabela 2 representa fitólitos característicos das plantas Poaceae (gramíneas), segundo os autores Twiss *et al.* (1969), Twiss (1992) e Kondo *et al.* (1994). Já a tabela 3 apresenta as descrições dos fitólitos característicos das plantas Poaceae que foram complementadas por Mulholland (1989), Kondo *et al.* (1994) e Fredlund & Tieszen (1994), sendo atribuídos mais nove tipos de fitólitos.

Tabela 2 – Fitólitos característicos das plantas Poaceae (gramíneas), segundo Twiss *et al.* (1969); Twiss, (1992); Kondo *et al.* (1994)

Subfamília	Características das plantas	Morfotipos de fitólitos
Panicoideae	Poaceae altas a ciclo fotossintético C4, típicas dos climas quentes e úmidos ou de solos com forte teor de água disponível, mas existem também algumas Panicoideae de ciclo fotossintético em C3, que crescem em áreas de sombra, principalmente sob o dossel das florestas tropicais.	Bilobate e Cross
Chloridoideae	Poaceae baixas de ciclo fotossintético em C4 adaptadas às regiões quentes e secas ou a condições edáficas secas.	Saddle
Pooideae	Poaceae em C3, abundantes em regiões temperadas, frias e/ou de altitude em zona intertropical.	Rondel e Trapeziform
Arundinoideae	Poaceae em C3, encontradas em todos os tipos de clima; não produzem fitólitos de tipo característico.	Rondel, Bilobate, Polylobate e Cross
Bambusoideae	Poaceae em C3, características das zonas tropicais e temperadas quentes, essencialmente florestais, não produzem fitólitos de tipo característico.	Bilobate, Polylobate e Cross

Fonte: Adaptado de Coe, 2009.

Tabela 3 - Fitólitos característicos das plantas Poaceae (gramíneas) complementada por (Mulholland, 1989), Kondo *et al.*, 1994) e Fredlund & Tieszen, 1994).

Sub-família	Local de produção fitolítica na planta	Morfotipos de fitólitos
Bambusoideae e Chloridoideae	Produzido em grandes quantidades nas células curtas da epiderme das plantas Chloridoideae (C4) e também por algumas Bambusoideae;	Saddle
Pooideae	Produzido em grande parte nas células curtas da epiderme das Pooideae.	Trapeziform
Chloridoideae, Arundinoideae e Bambusoideae;	Produzidos em maior parte nas células curtas da epiderme das Panicoideae e em menor quantidade nas Chloridoideae, Arundinoideae e Bambusoideae.	Bilobate, Polylobate e Cross
Pooideae e Bambusoideae	Produzido em grande parte nas células curtas da epiderme das Pooideae (C3 das regiões temperadas, frias e/ou de altitudes) e pelas Bambusoideae.	Rondel
Todas as Poaceae	Produzido nos pelos absorventes das epidermes de todas as gramíneas.	Acicular hair cell
Todas as Poaceae	Produzido nas células longas de todas as gramíneas.	Elongate (echinate ou psilate)
Todas as Poaceae	Produzido nas células buliformes das epidermes de todas as gramíneas.	Bulliform Cuneiform

Fonte: Adaptado de Coe, 2009.

Entre os fitólitos das Dicotiledôneas, podemos citar (SCURFIELD *et al.*, 1978; WELLE, 1976; KONDO *et al.*, 1994; PIPERNO, 1996; ALEXANDRE *et al.*, 1999): 1- ***Globular granulate*** – tipo de fitólito produzido no xilema secundário das dicotiledôneas lenhosas; 2- ***Globular psilate*** – tipo de fitólito que pode ser de folhas e galhos de dicotiledôneas, também de algumas monocotiledôneas herbáceas e pode ser observado nas raízes de algumas gramíneas.

Outros tipos de fitólitos produzidos por monocotiledôneas (não Poaceae): 1- ***Globular echinate*** – produzido nas folhas das Arecaceae (KONDO *et al.*, 1994; RUNGE, 1999; VRYDAGHS e DOUTRELEPONT, 2000) e Bromeliaceae (PIPERNO, 1985, 2006); 2- ***Papillae*** – produzido pelas Cyperaceae (Le COHU, 1973; OLLENDORF, 1987; KONDO *et al.*, 1994; WALLIS, 2003); 3- ***Spherical with sockets (spiny body, spiked)*** - produzido pelas Pinaceae (BLINNIKOV, 2002; DELHON *et al.*, 2003).

3.2.5 Índices fitolíticos

Para interpretação dos tipos de cobertura vegetal e condições do clima pretérito, têm sido propostos alguns índices que são calculados a partir de assembleias de fitólitos. É a partir desse cálculo que os fitólitos podem ser vistos como marcadores confiáveis (BREMONT, 2003). Para a melhor compreensão desses índices, cabe salientar que os tipos de plantas podem ser C3, predominantemente lenhosas (arbóreas e arbustivas) e algumas gramíneas; C4, gramíneas; e CAM, plantas xerófilas.

São os seguintes os índices utilizados até o momento:

Índice D/P (Dicotiledônea/Poaceae) - é indicador de densidade de cobertura arbórea, tendo sido desenvolvido por Alexandre *et al.* (1997). Neste índice, calcula-se a proporção de fitólitos característicos dos elementos lenhosos em relação à soma dos fitólitos característicos de gramíneas.

$$\frac{D}{P} = \frac{\text{Globular granulate}}{(\text{bilobate short cell} + \text{cross} + \text{saddle} + \text{acicular} + \text{elongate} + \text{bulliform cuneiform e bulliform parallelepipedal})}$$

Índice Iph (Chloridoideae / Chloridoideae + Panicoideae) – este índice foi desenvolvido por Diester-Haas (1973) e permite estimar a aridez do ambiente, através da relação entre as gramíneas C4 baixas x as gramíneas C4 altas (BREMONT, 2003).

$$Iph \% = \left[\frac{\text{Saddle}}{(\text{saddle} + \text{cross} + \text{bilobate short cell})} \right] \times 100$$

Segundo Bremond *et al.* (2008) ao efetuar o índice Iph, o mesmo não pode ser utilizado se existir grande presença de Pooideae ou Bambusoideae (Poaceae em C3) pois, algumas dessas subfamílias podem contribuir para o índice com a produção de *saddle*.

Índice Bi é um indicador de estresse hídrico, calculando a proporção do morfotipo *bulliform* em relação ao total de fitólitos de gramíneas (BREMOND *et al.*, 2005a).

$$Bi \% = \left[\frac{Bulliform}{(short\ cells + acicular + bulliform)} \right] \times 100$$

As células buliformes são partes da epiderme das gramíneas e outras monocotiledôneas que diferem das outras células da epiderme por serem maiores e quanto mais a planta transpira e/ou sofre o estresse hídrico, mais células buliformes silicificadas ela produz (BREMOND *et al.*, 2005a).

Índice Ic (proporção de gramíneas em C3 e em C4) - indica a adaptação da formação vegetal a uma temperatura mínima e/ou à pressão forte de zonas de altitude (TWISS, 1992). É definido a partir da relação entre os morfotipos produzidos pela sub-família Pooideae sobre os morfotipos produzidos pelas Pooideae + Cloridoideae + Panicoideae.

$$Ic\% = \left[\frac{(Rondel + Trapeziform\ polylobate + Trapeziform\ short\ cell)}{(Rondel + Trapeziform\ polylobate\ short\ cell + Trapeziform\ short\ cell + Saddle + Cross + Bilobate\ short\ cell)} \right] \times 100$$

Twiss (1992) definiu esse índice a fim de estimar a abundância relativa de gramíneas temperadas C3 em relação a gramíneas C4 quentes na América do Norte. Assim, os altos valores do índice Ic indicam predomínio de Pooideae (C3), sugerindo clima mais temperado, enquanto que os valores baixos do índice Ic indicam o domínio das Panicoideae e Chloridoideae (C4) e sugerem climas mais quentes.

Índice Pa/P (Palmeiras/Poaceae) - foi calculado pela primeira vez por Coe (2009). Baseia-se em calcular a densidade de cobertura de palmeiras em relação à cobertura por gramíneas.

$$\frac{Pa}{P} = \frac{Globular\ echinate}{(bilobate\ short\ cell + cross + saddle + acicular + elongate + bulliform\ cuneiform\ e\ bulliform\ parallelepipedal)}$$

3.3 Composição isotópica ($\delta^{13}C$)

As análises de composição isotópica são de grande importância para os estudos paleoambientais e serão empregadas neste trabalho por possibilitarem o conhecimento dos tipos de plantas (C3, C4 ou CAM) existentes em ambientes pretéritos.

Os estudos isotópicos podem ser utilizados em todas as regiões brasileiras onde há vegetação nativa. Os resultados são bastante confiáveis sobre as eventuais trocas plantas C3 (vegetação mais densa, principalmente florestas) e C4 (vegetação aberta) no passado, até aproximadamente 50.000 anos A.P. Entretanto, a técnica apresenta limitações, pois o resultado isotópico informa somente se há a presença predominantemente de plantas C3, C4 ou mistura de ambas, enquanto na palinologia, por exemplo, determina-se de modo mais preciso e quantitativo as espécies vegetais presentes nos testemunhos de sedimentos lacustres, turfa e outros (PESSENDA *et al.*, 2005).

Os isótopos estáveis de Carbono, bem como os de outros elementos químicos, ocorrem naturalmente na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera. Isótopos são átomos com o mesmo número de prótons, mas diferente número de nêutrons (FREITAS *et al.*, 2001), portanto têm número atômico igual, mas diferem no número de massa. Assim, cada elemento tem um isótopo dominante "leve" (^{12}C , ^{14}N , ^{16}O , ^{32}S e ^1H) e um ou mais isótopos "pesados" (^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , ^{33}S e ^2H) (PESSENDA *et al.*, 2005). Na natureza quase todo carbono encontrado está sob a forma de ^{12}C , ^{13}C ou ^{14}C , sendo ^{13}C e o ^{12}C isótopos estáveis e ^{14}C um isótopo natural radioativo.

As análises de composição isotópica são comumente expressas pela relação entre a concentração de átomos de ^{13}C sobre a concentração de átomos de ^{12}C presentes em uma amostra qualquer (PESSENDA *et al.*, 2005). Essa relação, muito pequena, é expressa em partes por mil (‰), e é definida pela equação:

$$\delta^{13}\text{C} = (\text{R}_{\text{Amostra}} - \text{R}_{\text{Padrão}}) / \text{R}_{\text{Padrão}} * 100$$

Onde: $\text{R}_{\text{Amostra}}$ é a relação isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra e $\text{R}_{\text{Padrão}}$ é a relação isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão internacional PDB (*Pee Dee Belemnite*).

A dinâmica da vegetação pretérita pode ser identificada pela variação dos isótopos de carbono presentes na matéria orgânica do solo (MOS), uma vez que os resíduos de diferentes tipos de plantas (incorporados ao solo em diversas épocas) contêm teores diferentes desses isótopos. Além disso, as plantas absorvem o carbono através do dióxido de carbono (CO_2), elemento fundamental para que seja realizada a fotossíntese. Existem três grupos de plantas de acordo com o tipo de fotossíntese praticado: plantas C3, representadas pela maioria das plantas lenhosas (vegetação arbórea, arbustiva) e algumas gramíneas, assimilam CO_2 através do ciclo de Calvin-Benson, apresentando valores $\delta^{13}\text{C}$ que variam de -32 a -22‰, com uma média de -27‰, uma vez que assimilam preferencialmente moléculas do isótopo ^{12}C . As gramíneas C4 utilizam o ciclo de Hatch-Slack e apresentam valores mais enriquecidos em $\delta^{13}\text{C}$, variando de -9 a -17‰, com uma média de -13‰. Existem ainda plantas CAM (Metabolismo Ácido das

Crassuláceas), como as Crassulaceae, Euphorbiaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae e Cactaceae, que apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -10 a -28‰ (CAM facultativas), sendo que para algumas espécies CAM obrigatórias os valores isotópicos foram comparáveis aos de plantas C4 (BOUTTON, 1996) (figura 13).

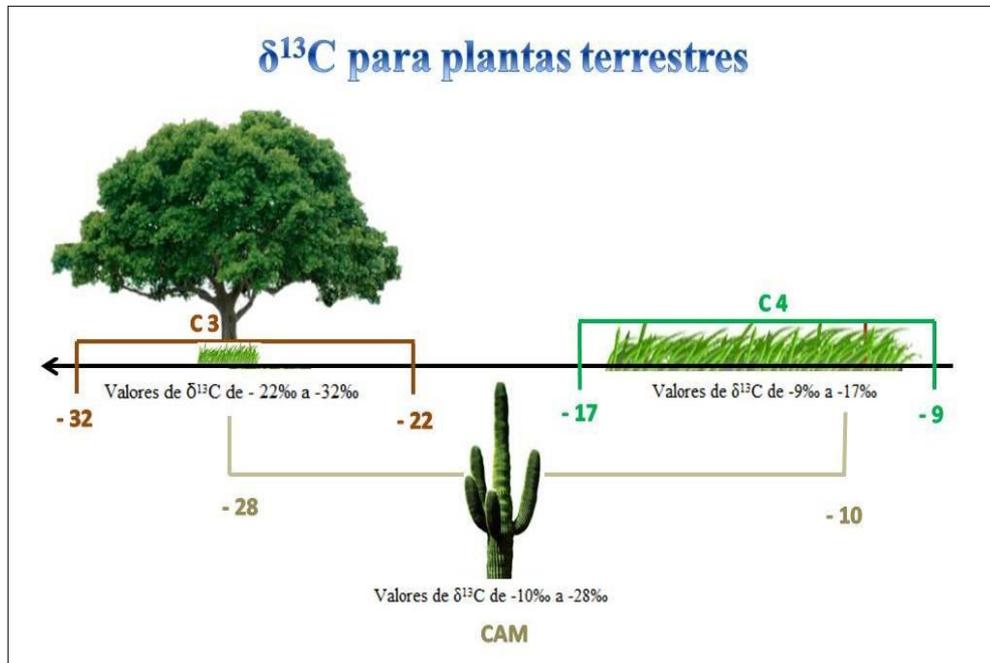


Figura 13: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ para plantas terrestres.

3.4 Datações por ^{14}C – AMS

O interesse em se conhecer o passado, os diferentes modos de vidas de homens e animais, assim como as mudanças climáticas e as mudanças a flora e fauna em diversos pontos do planeta, tem sido alvo de estudo e discussões de diversas ciências, geralmente acompanhados por idades indicadas pelas datações.

Segundo Pezzo (2002), através de um conjunto de técnicas as datações permitem estimar a idade dos vestígios, peças ou objetos de épocas passadas. As datações podem ser absolutas quando permitem indicar com precisão a idade real, o tempo de existência das peças, e relativas quando simplesmente comparam peças entre si e permitem classificá-las cronologicamente.

Desta forma, a datação por carbono 14 é uma datação absoluta, que consiste em um método de datação radiométrica. Esta forma de datação utiliza o isótopo natural ^{14}C para determinar a idade de materiais que sejam de origem orgânica ou estejam diretamente associados com espécimes que contenham compostos de carbono. O ^{14}C é radioativo, possuindo uma meia-vida de 5730 anos. É formado nas camadas superiores da atmosfera, onde os átomos de ^{14}N são bombardeados por nêutrons térmicos e energéticos produzidos pela interação com

os raios c3smicos e, reagindo com o oxig4nio do ar, formam di3xido de carbono ($^{14}\text{CO}_2$) (FARIAS, 2002). Desta forma, o ^{14}C se comporta como is3topos est3veis ^{13}C e ^{12}C e entra no ciclo global do carbono, sendo consumido pelos seres vivos ao longo de sua exist4ncia. Depois que a planta ou animal morre, cessa a absorc3o de CO_2 com ^{14}C , assim o ^{14}C ali presente vai gradualmente emitindo radia3o β e virando ^{14}N , processo chamado de decaimento (PEZZO, 2002). A figura 14 representa o ciclo do carbono 14.

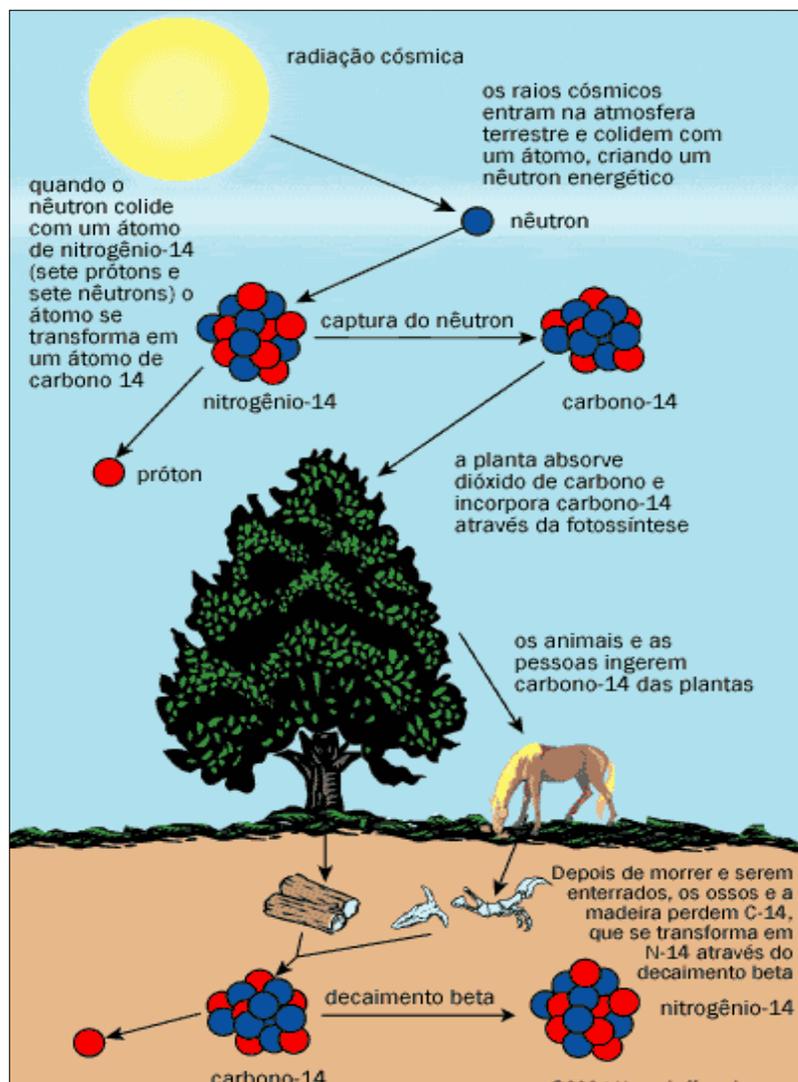


Figura 14 – Ciclo do Carbono 14.

Fonte: <http://alegrolla.blogspot.com.br/2011/01/o-navio-de-teseu-e-impermanencia-do.html>.

A t4cnica de data3o por ^{14}C foi desenvolvida em 1949, na Universidade de Chicago, pelo qu4mico Willard Libby (FRANCISCO *et al.*, 2011) e tornou-se a principal ferramenta para a determina3o da idade de amostras naturais de at4 40 mil anos. Libby descobriu que, com o passar do tempo, o ^{14}C se desintegra a uma velocidade determinada, que pode ser medida. Assim, desenvolveu a t4cnica de data3o atrav4s do ^{14}C utilizando contadores Geiger muito

sensíveis, que ele mesmo desenvolveu, nos quais se mede a radiação β emitida pela amostra. Esta técnica é conhecida como técnica convencional de datação radioativa e requer um tempo de medida muito grande e quantidade considerável de amostra.

Já na década de 70, a versão moderna da técnica utiliza espectrômetros de massa com aceleradores (AMS) como equipamento, nos quais os átomos de carbono são convertidos em íons negativos de C, através de bombardeio da amostra com átomos de césio positivos. Os números de átomos de carbono com as diversas massas são assim determinados, obtendo-se a relação isotópica $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ (OLIVEIRA, 2012; FARIAS, 2002). Este método tem sido usado para contar diretamente os átomos de radiocarbono numa amostra, em vez de medir a taxa de alteração radioativa, necessitando de poucos miligramas de amostra para efetuar-se uma análise e tempo reduzido em consideração à datação convencional.

Vários tipos de materiais podem ser datados por ^{14}C -AMS, como conchas, carvão, madeira, ossos, amostras de solo e sementes. No entanto, para serem levadas ao acelerador de partículas, é preciso que sejam convertidas em grafite (OLIVEIRA, 2012).

Para transformar as amostras em grafite, se faz necessário que as mesmas passem por pré-tratamentos físicos e químicos, para eliminar supostos contaminantes que interfiram no resultado final da datação. Após os tratamentos, é preciso converter as amostras em dióxido de carbono (CO_2). Uma vez grafitizadas, as amostras são prensadas em catodos, juntamente com a amostra de fundo e amostras de padrões de referência. Estas últimas auxiliam nas correções das idades. O catodo com o grafite é colocado num disco, o qual é montado em uma roda-alvo no acelerador de partículas. O processo de datação no acelerador ocorre resumidamente da seguinte forma:

Íons de césio são então disparados contra a roda-alvo, produzindo átomos de carbono negativamente ionizados. Este feixe de átomos passa através de dispositivos de foco, e de um ímã de injeção antes de alcançar o acelerador onde são acelerados ao terminal positivo por uma diferença de voltagem de 250kV, que é o caso do SSAMS [...]

Nesta fase, outros átomos carregados negativamente também instáveis não podem chegar ao detector. Os átomos de carbono com carga negativa, no entanto, passam pelo stripper (um gás ou uma folha de metal) onde eles perdem os elétrons e emergem, átomos de carbono carregados positivamente. Nesta fase, moléculas que podem estar presentes são eliminadas porque elas não podem existir neste estado de carga.

Na análise de massa, um campo magnético é aplicado a essas partículas carregadas em movimento, que faz com que as partículas se desviem do caminho que estão viajando. Se as partículas carregadas têm a mesma velocidade, mas massas diferentes, como no caso dos isótopos de carbono, as partículas mais pesadas são desviadas menos.

Detectores em diferentes ângulos de deflexão contam as partículas. No final, os dados recolhidos não são somente o número de átomos de ^{14}C na amostra, mas também a quantidade de ^{12}C e ^{13}C .

(OLIVEIRA, 2012, p. 22-23)

Os dados referentes a razões dos isótopos estáveis de baixa e alta energia, razão do isótopo radioativo para cada um dos isótopos estáveis, corrente, etc., podem ser visualizados, assim como o conjunto de medições para cada catodo através do programa ABC contido no

acelerador. Segundo Oliveira (2012) para a normalização dos dados é escolhida uma amostra padrão e os níveis de fundo são descontados utilizando uma amostra de material livre de radiocarbono e grafitizado como as demais amostras. As amostras de referência são utilizadas para controle de qualidade das análises.

O programa calcula as idades de radiocarbono bem como valores de percentual moderno, aplicando a correção para fracionamento isotópico a partir dos valores medidos da razão dos isótopos estáveis. Esse valor é expresso em anos BP – do inglês *Before Present*, antes do presente, também chamado de idade Libby. O presente, no caso, é o ano de 1950, data de estabelecimento do método de datação por ^{14}C -AMS internacionalmente. Entretanto, os resultados produzidos representam que a idade da amostra assume que o nível de ^{14}C na atmosfera tem sido constante, fato que não é verdadeiro, pois se sabe hoje que alterações no campo magnético da terra e alterações na intensidade solar modificaram significativamente a quantidade de ^{14}C ao longo do tempo, além das interferências antrópicas como a queima de combustíveis fósseis e produção de ^{14}C pelos testes nucleares, alterando a concentração de ^{14}C na atmosfera e nos oceanos.

Desde modo, para corrigir as datas obtidas após as análises no acelerador utilizam-se também as curvas de calibração. Basicamente existem duas curvas de calibração, uma Atmosférica e outra de origem Marinha. A curva de calibração atmosférica foi produzida através de estudos de anéis de árvores, ou seja, da Dendrocronologia. Atualmente existem duas curvas atmosféricas: uma para o hemisfério norte e outra para o sul, a qual deve ser corrigida em 40 anos de radiocarbono. Já a curva marinha está baseada na datação de corais utilizando a razão entre $^{234}\text{Th} = ^{230}\text{U}$. A figura 15 exemplifica as curvas atmosférica e marinha.

A datação de radiocarbono por AMS é destrutiva, porém, como dito anteriormente, esta técnica utiliza amostras de menores dimensões, fato que torna o método mais escolhido para os arqueólogos com artefatos muito caros ou raros, pois se pode retirar uma quantidade de amostra muito pequena e suficiente para a datação por ^{14}C , que não destrói o artefato. Sendo assim, as datações por ^{14}C são utilizadas em diversas áreas além da Arqueologia, como a Geologia, a Geoquímica, a Paleoclimatologia, a Biologia e a Oceanografia.

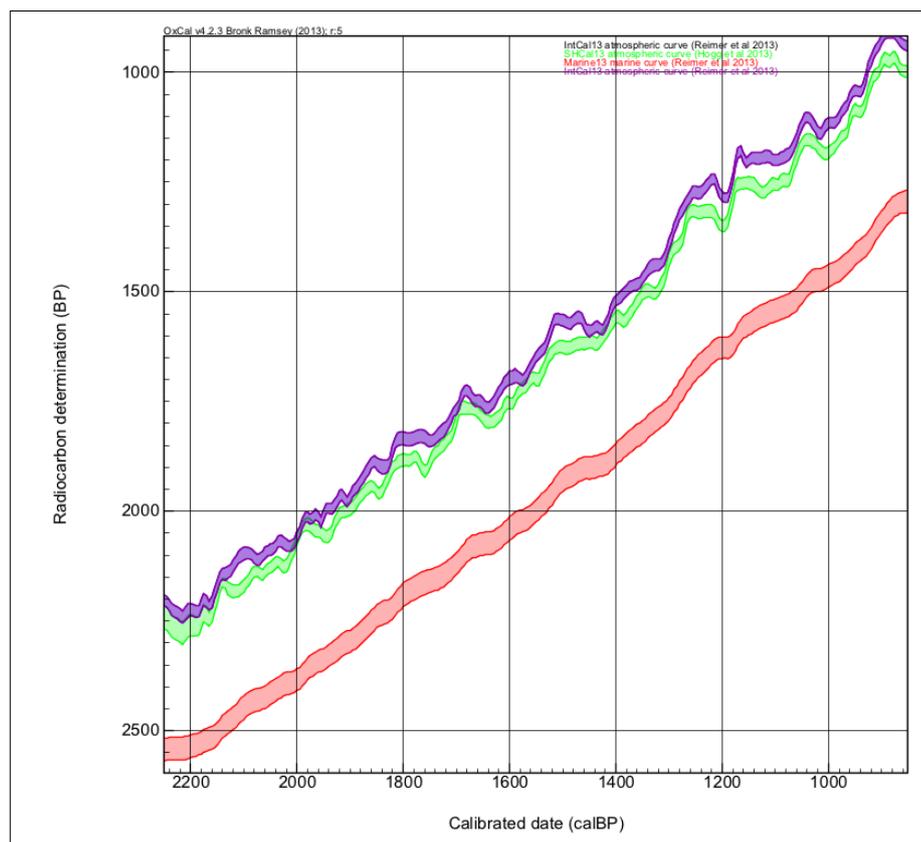


Figura 15: Seções das curvas atmosféricas e marinha. Legenda: Curva atmosférica Hemisfério Norte - IntCal13 (roxa); curva atmosférica do Hemisfério sul - SHCal13 (verde) e Curva marinha - Marine13 (vermelha).
 Fonte: Bronk Ramsey & Lee (2013) programa *OxCal*, versão 4.2.4.

Outras vantagens da datação de radiocarbono por AMS são uma maior precisão da datação em relação ao método convencional e a possibilidade de datação de outros radioisótopos, além do ^{14}C . A tabela 4 demonstra exemplos de átomos que podem ser datados por essa técnica.

Tabela 4 - Exemplo de alguns radioisótopos que podem ser medidos com AMS.

Nuclídeos	$t_{1/2}$ (anos)	Isóbaros estáveis
^{14}C	5730	^{14}N
^3H	12,3	^3He
^{10}Be	$1,5 \times 10^6$	^{10}B
^{26}Al	$7,4 \times 10^5$	^{26}Mg
^{36}Cl	$3,01 \times 10^5$	^{36}S
^{41}Ca	$1,0 \times 10^5$	^{41}K
^{129}I	$1,6 \times 10^7$	^{129}Xe

Fonte: Oliveira, 2012.

Segundo Pezzo (2002), existem limitações a respeito da datação através do ^{14}C , já que a técnica se limita a datar objetos que tenham entre 100 e 40 mil anos de idade e objetos com

100 anos teriam uma quantidade pequena de radiação emitida pelo decaimento do ^{14}C , pouco para ser detectada alguma diferença. Por outro lado, objetos com mais de 40.000 anos (aproximadamente sete “meias-vidas”) também não podem ser datados com grande segurança, visto que nesse tempo sua radiação teria sido reduzida a zero. Sendo assim, a técnica pode ser aplicada com boa margem de segurança em artefatos que tenham entre 100 e 40 mil anos de idade.

3.5 Gênese das linhas de pedra

Linhas de pedra (*Stone-lines*) ou paleopavimentos são feições encontradas em diferentes profundidades e podem apresentar diferentes espessuras e materiais (PASSOS e FILHO, 2010). Segundo Hiruma (2007), as linhas de pedra estão relacionadas a horizontes de fragmentos angulosos, subangulosos e/ou arredondados, de veio de quartzo, quartzitos, couraças lateríticas, minerais pesados, ou de outros materiais resistentes à alteração, presentes no solo.

Quanto à origem, as linhas de pedras podem ser formadas sob condições alóctones ou autóctones. O termo autóctone é utilizado para as linhas de pedra que possuem origem local, ou seja, sofreram pequeno transporte. O termo alóctone se refere a casos em que o material das linhas de pedra foi submetido a longo transporte. Hiruma (2007) afirma que esse ainda é um tema que desperta polêmica no meio científico, alvo de inúmeros estudos desenvolvidos por pedólogos, biólogos, geólogos e geomorfólogos.

3.5.1 Hipóteses autóctones para a origem das linhas de pedra

3.5.1.1 Paleopavimentação detrítica

A teoria que considera as linhas de pedra como um paleopavimento detrítico considera que estas foram formadas a partir do acúmulo de fragmentos grossos e pela perda das frações mais finas na mesma camada/horizonte, seguida da deposição de material fino, por processos como: ação de térmitas, aporte eólico ou coluvionamento, além de condições drásticas de aridez, semiaridez, ou fases intempéricas.

No Brasil, a hipótese de paleopavimento detrítico foi defendida por Ab´Sáber (1962), por meio de um estudo sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inumados do Brasil Oriental, seguido por diversos trabalhos posteriores. Segundo o autor, o paleopavimento detrítico é formado por fragmentos e seixos retrabalhados e depositados sob a forma de chão pedregoso em período seco esporádico do tipo semiárido moderado, com vegetação esparsa, favorecendo o escoamento superficial. Nesse período, a paisagem seria semelhante à do Nordeste semiárido. A cobertura detrítica fina acima das linhas de pedra estaria associada a um

clima mais úmido (posterior à fase de pavimentação detrítica) e se originaria da degeneração das rochas situadas acima dos leitos detríticos em vertentes escarpadas ou “calombos” e “cabeços”. A propagação dos detritos ocorreria através de coluvionamento.

A hipótese propostas por Ab’Sáber, condiz, em maior parte, com as de Tricart, 1958 *apud* Hiruma, 2007; Raynal, 1957 *apud* Hiruma, 2007 e Lehmann, 1957 *apud* Hiruma, 2007. Além deles, segundo Hiruma (2007), De Ploey (1964) agrega a formação do paleopavimento às condições de aridez durante o último máximo glacial, no Baixo Congo.

3.5.1.2 Hipótese do remanejamento por cupins

A hipótese do remanejamento por cupins sugere que as linhas de pedra seriam formadas a partir da remoção das frações finas do solo em direção à superfície por cupins (térmitas), vermes e formigas (figura 16), contribuindo assim para o adensamento em profundidade de fragmentos de maior dimensão, constituídos principalmente de fenoclastos de quartzo (COLLINET, 1969; RIQUIER, 1969; SEGALIN, 1969; BIGARELLA *et al.*, 1994 *apud* SANTOS *et al.*, 2010b).

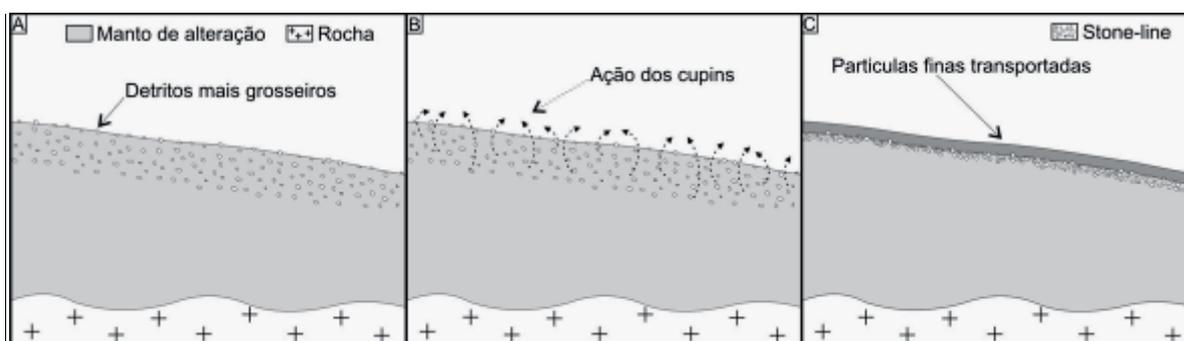


Figura 16: Formação de linha de pedras por cupins: (A) concentração relativa do material de granulação superior em subsuperfície como resultado do transporte do material mais fino; (B) recobrimento do material fino usado pelos cupins na construção de suas edificações acima do nível do solo e (C) o material abandonado do término da atividade dos cupins se desagregaria e se espalharia no terreno circunvizinho.

Fonte: Santos *et al.*, (2010b).

Entretanto, para Ab’Sáber (1962), a seleção uniforme do material fino não poderia ser originada pelos cupins, pois os mesmos não seriam capazes de levar as partículas finas de maneira regular por toda extensão de uma área superficial horizontal.

3.5.1.3 Hipótese de ação eólica

Riou (1965) *apud* Riquier (1969) estabelece que as linhas de pedra teriam se formado a partir da ação eólica no Terciário, na época de grandes períodos secos. Foram formadas por fragmentos de quartzo expostos que, posteriormente, durante o Quaternário, seriam recobertos por materiais mais finos de origem eólica (figura 17). Essa hipótese foi levantada a partir de estudos realizados no norte da Nigéria e da Costa do Marfim.

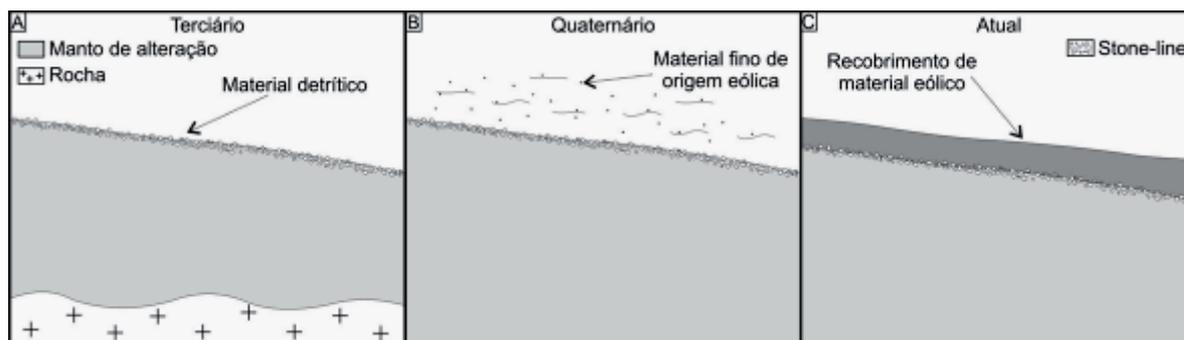


Figura 17: Desenho esquemático da hipótese de formação das linhas de pedra pela ação eólica: (A) Fragmento de quartzo exposto; (B) e (C) Recobrimento dos fragmentos de quartzo por materiais mais finos de origem eólica. Fonte: Santos *et al.* (2010).

3.5.1.4 Hipótese da descida dos elementos de maior granulometria no perfil

Laporte (1962) *apud* Riquier (1969) levanta a hipótese de que a formação *in situ* das linhas de pedra ocorreria pela descida dos elementos de maior granulometria ao longo do perfil e sua concentração em subsuperfície (figura 18). Essa concentração ocorreria pela ação da gravidade sobre as frações grossas, beneficiada pelas propriedades físicas do material fino fluidificado, ou por ciclos de umedecimento e ressecamento do solo (COLLINET,1969).

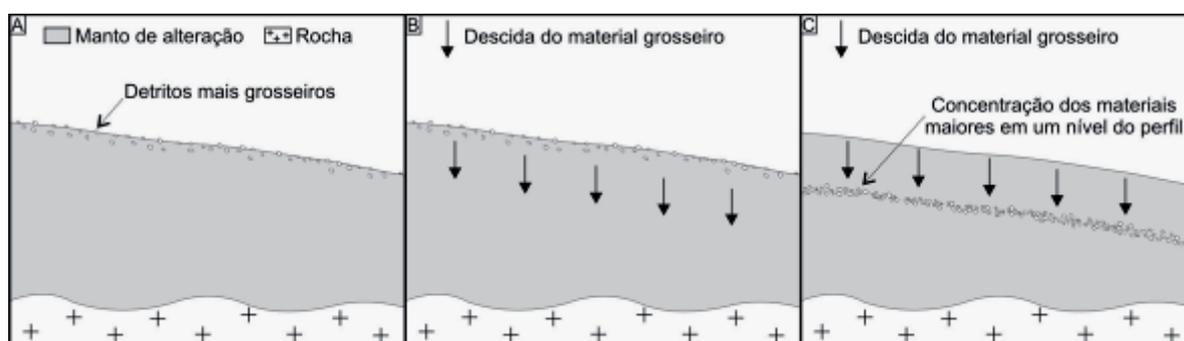


Figura 18: Desenho esquemático da formação das linhas de pedra a partir da hipótese da descida dos elementos de maior granulometria no perfil: (A) Detritos mais grosseiros em superfície; (B) descida dos detritos mais grosseiros e (C) concentração do material mais grosseiro em subsuperfície. Fonte: Santos *et al.* (2010b).

3.5.1.5 Hipótese do coluvionamento

Levando em consideração os processos de transporte do material coluvial vertente abaixo, Mousinho e Bigarela (1965) *apud* Hiruma (2007), Penteado (1969) *apud* Santos *et al.*, (2010b), Riquier (1969) e Bigarella *et al.* (1994) *apud* Santos *et al.*, (2010b) demonstraram que, durante os processos de movimento de massa sob condições de saturação por água, os fragmentos de rochas geralmente dispersos tenderiam a se concentrar em uma faixa, geralmente apresentando tanto areia, como silte e argila (figura 19).

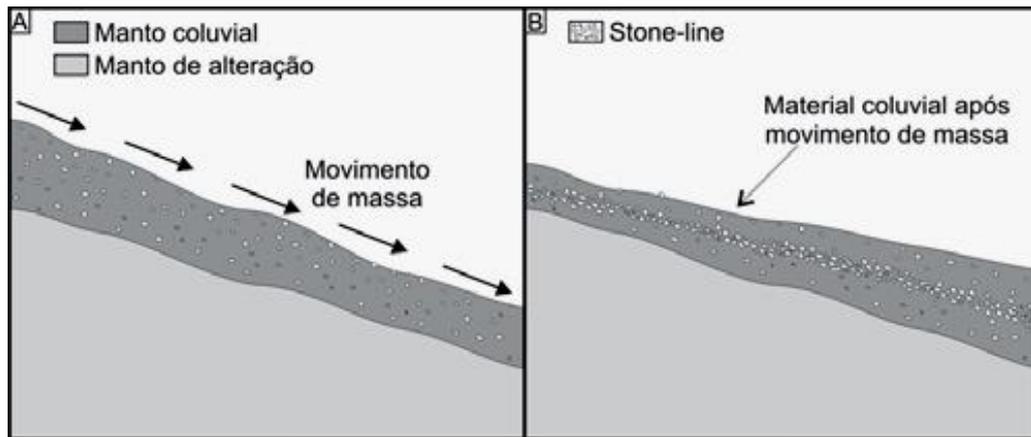


Figura 19: Desenho esquemático da formação das linhas de pedra a partir da hipótese do coluvionamento: (A) Vertente com manto coluvial e (B) Fragmentos de rocha concentrados abaixo do material coluvial. Fonte: Santos *et al.* (2010).

3.5.1.6 Hipótese do estado de equilíbrio

Essa hipótese indica que as linhas de pedra seriam formadas por processos geomorfológicos e pedológicos contemporâneos, que ocorreriam por meio da incorporação do material de origem dos veios de quartzo no solo, deslocando-se vertente abaixo (figura 20). Destarte, as linhas de pedra marcariam o limite da camada migratória do solo (YOUNG, 1972 *apud* Hiruma; NYE, 1955 *apud* Santos *et al.*, 2010b; BERRY e RUXTON, 1959; RIQUEIER, 1969).

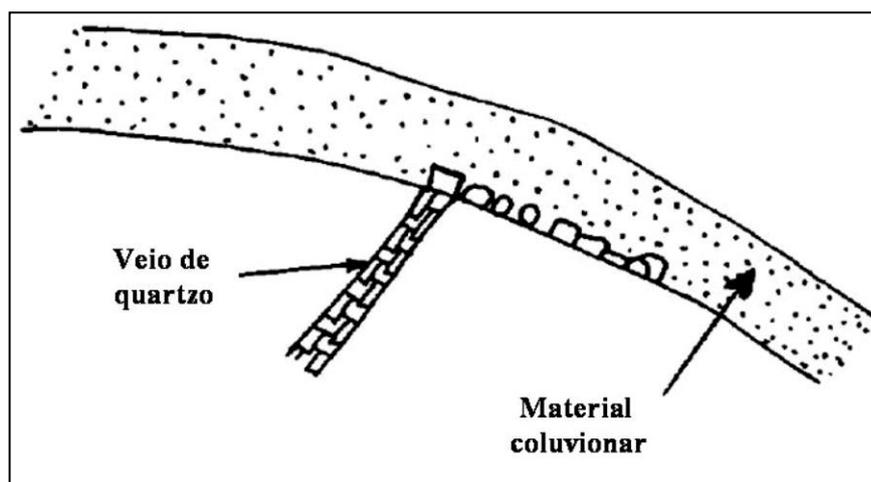


Figura 20: Linhas de seixos segundo conceito do estado de equilíbrio. Fonte: adaptado de Riquier (1969).

3.5.1.7 Hipótese do desenvolvimento local e decorrente de oscilações climáticas

Bourgeat e Petit (1966), em suas pesquisas sobre as linhas de pedra encontradas ao longo das vertentes na região africana de Tananarive, afirmam que as oscilações climáticas faziam com que os veios de quartzo existentes fossem retrabalhados sob condição de clima árido mais acentuado que o clima úmido, desagregando e transportando o material pela vertente. Esta

hipótese busca explicar também a continuidade e a descontinuidade das linhas de pedra de acordo com a posição na vertente (figura 21).

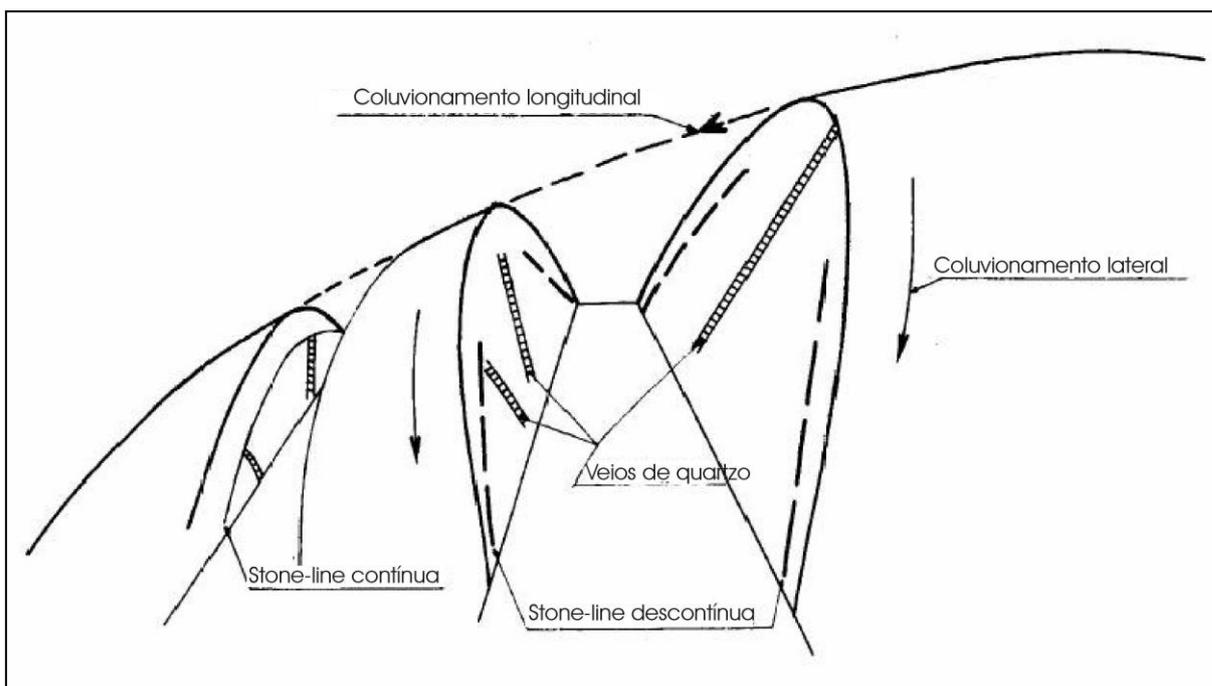


Figura 21: Linhas de pedra de vertente. Fonte: Bourgeat e Petit (1966).

3.5.1.8 Hipótese do intemperismo residual

Nesta hipótese, as linhas de pedra seriam produtos residuais do intemperismo químico, que atuaria sobre a rocha, ocasionando alteração e remoção em solução de minerais menos resistentes (COLLINET, 1969; PORTO, 2003). Entretanto, minerais mais resistentes como o quartzo, acumular-se-iam junto com o óxido de ferro mobilizado. Também pode ocorrer a desfragmentação de uma crosta laterítica, durante a interrupção de processos de laterização provocada por regimes climáticos mais úmidos.

3.5.2 *Hipóteses alóctones para a origem das linhas de pedra*

3.5.2.1 Hipótese do transporte de materiais em superfície

A formação das linhas de pedra ocorreria por uma sucessão de três fases climáticas diferentes. A primeira fase seria úmida e estaria associada à individualização do material que seria quimicamente alterado, em grande profundidade. A segunda fase é erosiva e climaticamente seca, favoreceria a retirada e o transporte dos materiais de maior tamanho (acima de 2mm) a grande distância. Na última fase, ocorreria a sedimentação, os materiais mais grossos iriam sendo soterrados pelos mais finos (RIOU, 1966 *apud* SEGALLEN, 1969; VOGT e VINCENT, 1966 *apud* COLLINET, 1969; BOURGEAT e PETIT, 1966).

3.5.2.2 Hipótese de inversão de materiais

Segalen (1969), em seus estudos na África, desenvolveu a hipótese da inversão de materiais a partir da erosão de antigas superfícies aplainadas, onde o recuo erosivo das vertentes causaria uma inversão de materiais na base da mesma. Dessa forma, as frações mais grossas seriam recobertas por material fino proveniente dos horizontes do solo e os mesmos seriam retidos pela vegetação arbórea. Nas áreas pré-desérticas, a cobertura vegetal é escassa para prender os finos, assim surgiriam os campos de cascalho. Já em regiões equatoriais (Congo e Gabão), onde a cobertura vegetal é contínua, a erosão é menos intensa e a origem de linhas de pedra poderia ocorrer pelo aprofundamento mais intenso dos eixos de drenagem.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia do presente trabalho consistiu, primeiramente, de um levantamento bibliográfico referente aos temas: Médio Vale do Paraíba, Estudos Paleoambientais, Isótopos de Carbono, Datação por ^{14}C -AMS, Biomineralizações em geral e, em especial, Silicofitólitos e linhas de pedra. Trabalhos de campo foram realizados para reconhecimento da área, escolha dos pontos de amostragem e finalmente para a coleta de amostras em um perfil de solo exposto. As amostras de solo foram analisadas para granulometria, teor de matéria orgânica, pH, fitólitos, $\delta^{13}\text{C}$ e datações do carbono 14. Os dados obtidos foram reunidos, interpretados e correlacionados (figura 22).

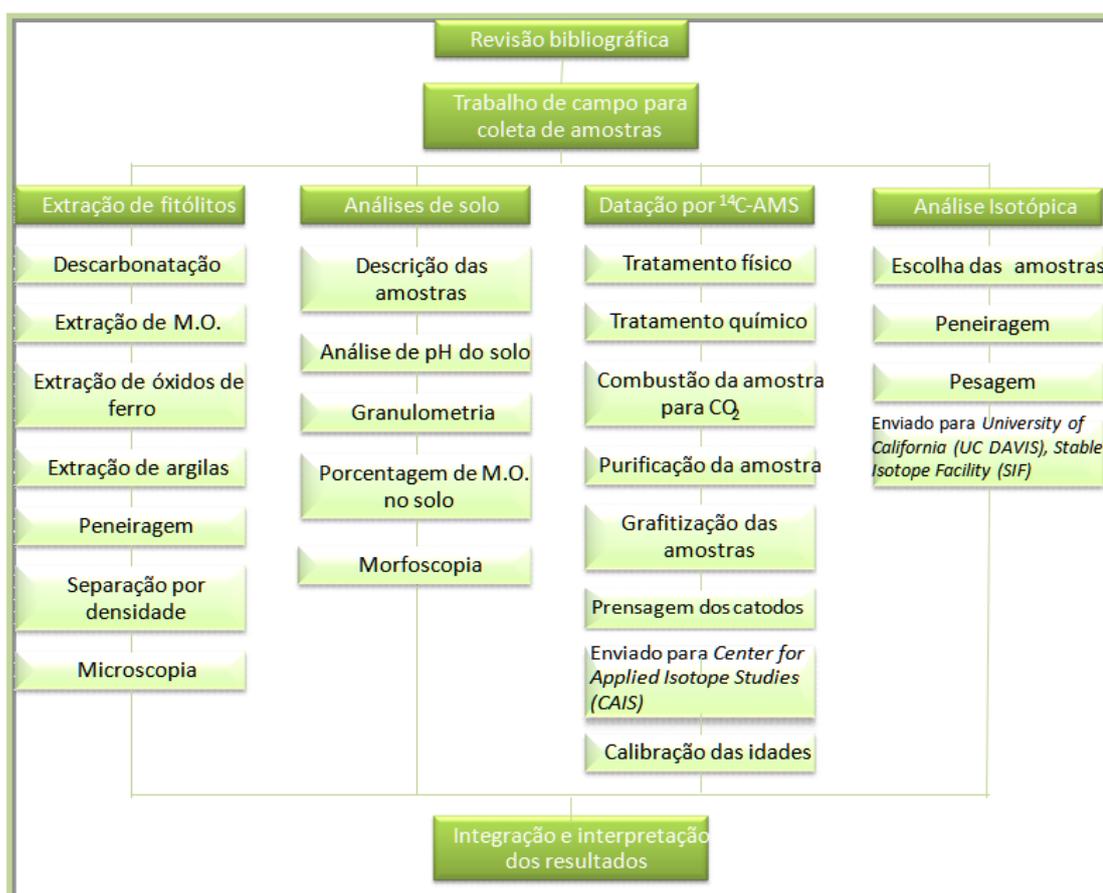


Figura 22: Esquema representando as etapas da pesquisa.

4.1 Trabalhos de campo

Foram realizados dois trabalhos de campo, totalizando 4 dias de levantamento de dados e coleta de amostras. O primeiro (escolha do local de amostragem), foi realizado em maio de 2015, nos dias 21 e 22, e o segundo campo (caracterização e coleta de amostras) foi realizado em outubro de 2015, nos dias 1 e 2.

Foram coletadas 16 amostras ao longo de um perfil de solo, localizado no município de Barra do Piraí. As mesmas foram retiradas desde a base do perfil até o topo, utilizando luvas de vinil sem talco e espátula previamente lavada, a fim de evitar a contaminação entre as amostras. Cada uma das amostras foi devidamente ensacada, nomeada e separada em função das análises a serem realizadas. O perfil foi descrito em campo e no laboratório, seguindo o Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo, de Santos *et al.* (2005).

4.2 Análise textural do solo

A textura do solo foi realizada a partir da análise granulométrica e observações quanto ao grau de arredondamento dos grãos (na fração cascalho – linhas de pedra). A granulometria foi feita em 15 amostras para caracterizar o tamanho dos materiais constituintes do solo. Essa análise foi realizada no Laboratório de Sedimentologia da UFF. As observações relativas ao grau de arredondamento dos grãos foram feitas no Laboratório de Microscopia Óptica e Morfoscopia (LAMOM) da FFP-UERJ.

Segundo Veloso (2001) existem diversas escalas de classificação granulométrica. Este trabalho adota a classificação proposta por Wentworth (1922) *apud* Pettijohn (1975), que permite uma caracterização granulométrica detalhada e que contempla os objetivos almejados nesta pesquisa.

As amostras foram inicialmente secas a temperatura de 50 a 60°C, por um período de 24 horas. Posteriormente, foram quarteadas (figura 23), com o intuito de separar as amostras em duas partes aleatoriamente. Foram pesados cerca de 100 gramas de material para a separação entre finos (silte e argila) e grossos (areia e cascalho), lavando-se a amostra sobre uma peneira de malha 0,063 mm.



Figura 23: Quarteador usado na análise granulométrica.

Os sedimentos grossos foram analisados pelo método de peneiramento das frações. Para tal, foram usadas as peneiras de abertura em milímetros de 4.00, 2.83, 2.00, 1.00, 0.500, 0.250, 0.125 e 0.063, objetivando estabelecer correlação com a classificação granulométrica de sedimentos proposta por Wentworth (1922) *apud* Pettijohn (1975). O conjunto de peneiras sobreposto foi levado ao agitador por 15 minutos para a separação das frações correspondentes (figura 24). Por fim, foi feita a pesagem dos grãos retidos em cada peneira através de uma balança de precisão e o resultado final foi expresso pelo peso de cada fração.



Figura 24: Conjunto de peneiras sobrepostas no agitador para a separação das frações.

A análise granulométrica da fração fina foi realizada através da pipetagem, adaptada a partir do Manual de Métodos de Análise de Solos da EMBRAPA (1997). Foram analisados cerca de 20 gramas de finos, separados pela peneira 0,063 mm. Uma solução defloculante contendo 100 ml de água deionizada e 10 ml de hidróxido de sódio foi adicionada em recipientes plásticos de 250 ml contendo 20 gramas de amostra. A solução contendo a amostra foi homogeneizada com um bastão de vidro e deixada em repouso durante 12 horas. No dia seguinte, todo o conteúdo dos recipientes plásticos foi transferido para copos metálicos, com o auxílio de um *pissete* com água deionizada, até atingir cerca de 300 ml. Os copos foram colocados no agitador elétrico “*stirrer*” por 15 minutos (figura 25). Em seguida, o conteúdo de cada copo foi colocado em uma proveta de 1.000 ml, com água deionizada adicionada para completar o volume de 1.000 ml.



Figura 25: – Agitador elétrico - “stirrer”.

O material contido na proveta foi agitado por 20 segundos, com um bastão que possui em sua extremidade inferior uma chapa com vários furos e de diâmetro um pouco menor do que a proveta. Marcou-se o tempo após a agitação e aferiu-se a temperatura da solução contendo a amostra com o auxílio de um termômetro, verificando o tempo de decantação da fração argila para 5 cm de profundidade.

Após atingir o tempo calculado, foi introduzida uma pipeta de 50 ml, até a profundidade de 5 cm para a coleta do material em suspensão (figura 26). Após a coleta, a mesma foi transferida para beakers de 50 ml, devidamente identificados e com a massa conhecida, e postos na estufa para secar a 60°C. As argilas, depois de secas, foram pesadas e o valor da pesagem foi subtraído pela massa do becker. O silte foi registrado por diferença entre o percentual das outras frações em relação ao peso da amostra original.



Figura 26: Argila decantada nas provetas de 1000 ml, sendo pipetadas para os beckers de 50 ml.

Os resultados da granulometria (finos e grossos) foram integrados, considerando-se as diferenças de peso inicial em ambas as análises. As frações foram calculadas com base na relação entre finos e grossos, a partir da equivalência entre os materiais. Para isso, foram calculados a partir de uma regra de três simples, onde se usou a relação de proporção direta. Os resultados da análise granulométrica permitiram a classificação dos sedimentos com base na classificação proposta por Wentworth (1922) apud Pettijohn (1975) (tabela 5).

Tabela 5 – Classificação granulométrica dos sedimentos, adaptada de Wentworth (1922) em Pettijohn (1975).

Classificação	Tamanho em milímetros (mm)	
Cascalho	Muito grosso	32 a 64
	Grosso	16 a 32
	Médio	8 a 16
	Fino	4 a 8
	Muito fino	2 a 4
Areia	Muito grossa	1 a 2
	Grossa	0,50 a 1,00
	Média	0,25 a 0,50
	Fina	0,125 a 0,25
	Muito fina	0,062 a 0,125
Silte	0,004 a 0,062	
Argila	< 0,004	

O grau de arredondamento observado nas amostras das duas linhas de pedra do perfil de solo foi inferido com base apenas na fração cascalho, objetivando compreender o nível de retrabalhamento e processos associados à gênese destes materiais. Essa análise foi adaptada a partir de Tucker (2003) e constou de observações, por meio de uma lupa binocular com iluminação por reflexão, permitindo a visualização das propriedades morfométricas e ópticas dos grãos.

Os dados gerados com as análises granulométricas foram processados no software Strater, o qual permite a visualização das frações presentes em cada amostra ao longo do perfil de solo.

4.3 Análise do teor de matéria orgânica e pH

O teor de matéria orgânica do solo (MOS) das 16 amostras do perfil de solo foi analisado no Laboratório de Sedimentologia da UFF. Para a análise da MOS foi utilizado um equipamento Perkin-Elmer CHNS/O, modelo 2400, no modo de operação CHN. Para os controles analítico e instrumental, foi utilizado como material de referência a acetanilida. A pesagem dos materiais de referência (acetanilida, 15-20 mg) e sedimentos foi realizada em cápsulas de estanho. Pesou-se entre 2,3 e 3,0 mg de sedimentos.

A metodologia empregada para medir o pH das amostras de solo foi baseada no Manual de Métodos de Análises de solo da EMBRAPA (1997). A análise consiste na utilização de um eletrodo combinado imerso em suspensão (solo + água). Foram colocados 10 ml de solo em um copo plástico numerado, com 25 ml de água. A amostra foi agitada com bastão de vidro individual e colocada em repouso por um período de uma hora. A partir de então, o eletrodo é submergido na solução homogeneizada permitindo a medição do pH.

4.4 Análises fitolíticas

4.4.1 Extração de fitólitos e preparação das lâminas

As amostras para a extração dos fitólitos foram preparadas no Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal Fluminense (UFF), através de um protocolo adaptado de extração de fitólitos de sedimentos e solos.

Primeiramente, as amostras foram completamente secas durante 24 horas em uma estufa com a temperatura de 50°C. Depois, as mesmas foram destorroadas, passadas em uma peneira de 2 mm e pesadas até atingirem aproximadamente 10g cada.

As amostras foram colocadas em tubos de ensaios com ácido nítrico (HNO₃) a 65% e aquecidas através de uma lamparina, para eliminar a matéria orgânica (MO). Após cessar a fumaça avermelhada, foram acrescentadas algumas gotas de peróxido de hidrogênio (H₂O₂) a

30% a fim de garantir a completa eliminação de MO. A figura 27 demonstra o processo. Em seguida, as amostras foram transvasadas para tubos de centrífuga de 50 ml e centrifugadas com água destilada; ao final da centrifugação, entornava-se o líquido indesejado até se obter um pH próximo a 5. Enquanto o pH não se estabilizava, centrifugava-se novamente, completando os Falcons com água e entornando o líquido indesejado.

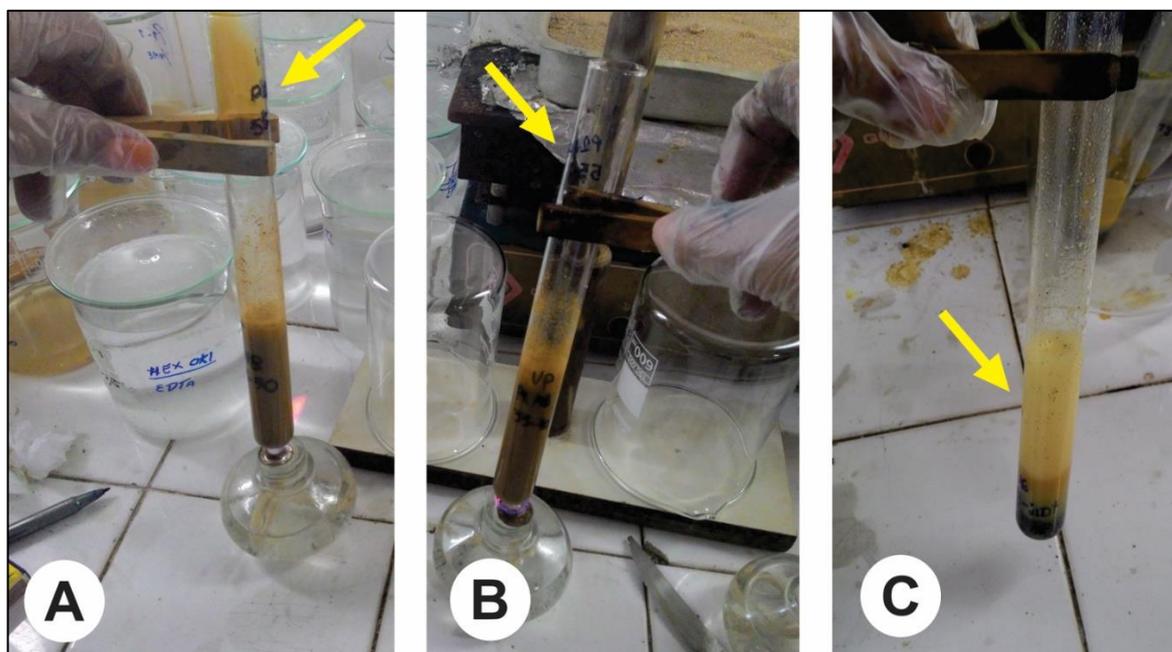


Figura 27: Remoção da MO (A) amostra com Ácido Nítrico apresentando reação; (B) amostra cessando a reação e (C) amostra com reação após adicionar Peróxido de Hidrogênio.

Para a eliminação dos óxidos de ferro, utilizou-se 10 ml de Citrato de Sódio ($C_6H_5Na_3O_7$) diluído a 88,4g/L, o banho-maria a 80°C para aquecer as amostras, 50mg de Ditionito de Sódio ($Na_2S_2O_4$) adicionado às amostras já aquecidas e o ultrassom por 5 minutos para separar os agregados ferruginosos. Após esse processo, as amostras foram centrifugadas a 5.000 rpm com água destilada e enquanto as mesmas não apresentavam uma coloração cinza, o processo era repetido. Logo que as amostras adquiriam a coloração cinza, as mesmas encontravam-se aptas para prosseguir para a próxima etapa, sendo então, centrifugadas novamente até o pH encontrar-se próximo a 5. A figura 28 demonstra a diferença entre as amostras com e sem óxidos de ferro.

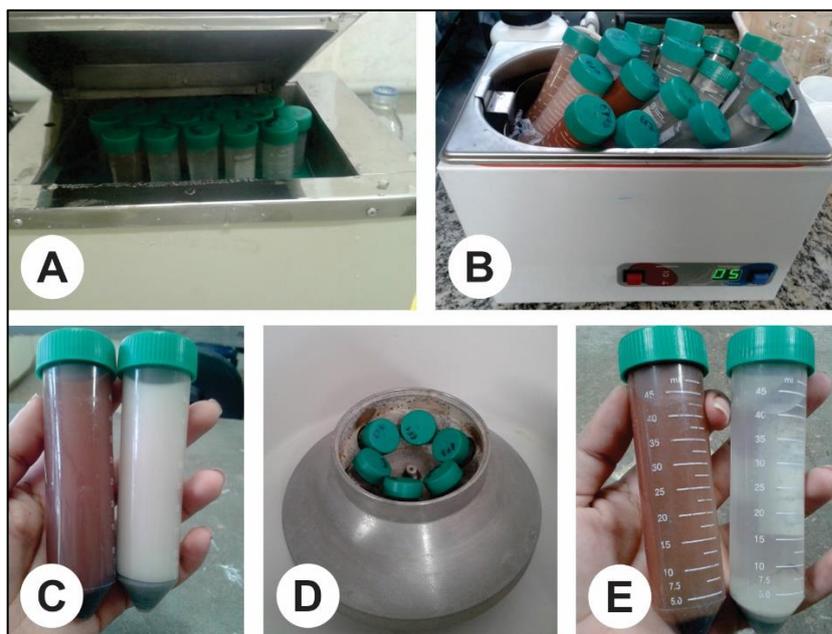


Figura 28: Extração de ferro (A) amostras no banho-maria; (B) amostras com Citrato de Sódio e Ditionito no ultrassom por 5 minutos; (C) amostras com ferro e sem ferro antes da centrifugação; (D) amostras na centrifuga e (E) amostras com ferro e sem ferro após a centrifugação. Fonte: Seixas, 2015

Em seguida, foi feita a remoção de argilas, onde se utilizou um becker de 600 ml para cada amostra e acrescentou-se 9 gramas de Hexametáfosfato de Sódio (NaPO_3)_n e uma quantidade de água destilada quente, suficiente para encher cada becker. Depois de deixar as amostras decantando por 2 horas, a água ali presente era entornada cuidadosamente para não perder a amostra. Seguidamente acrescentou-se água quente em cada becker com amostra, três a quatro vezes ao dia. Quando a água apresentava uma coloração translúcida, a mesma era entornada e todo o processo começava novamente, porém acrescentando 9 gramas de EDTA - Ácido etilenodiamino tetra-acético ($\text{C}_{10}\text{H}_{16}\text{N}_2\text{O}_8$). Após a água apresentar a coloração translúcida a etapa estava concluída (figura 29).

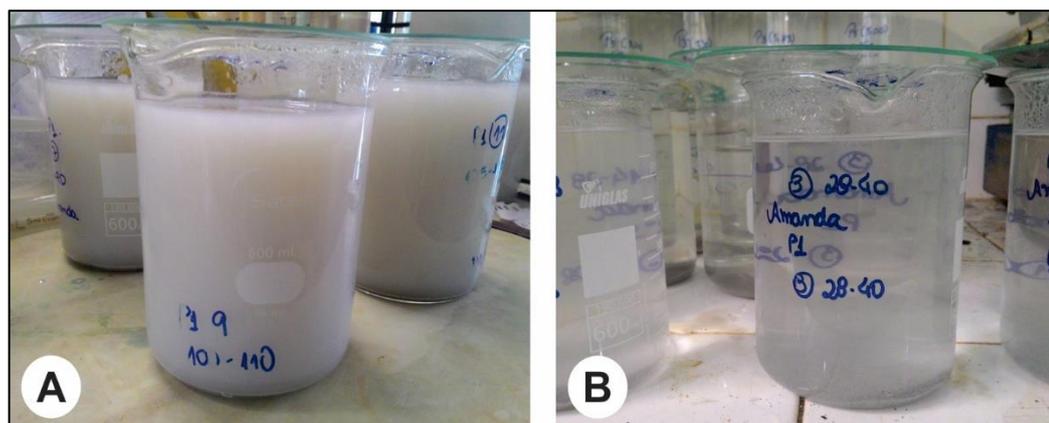


Figura 29: Etapa de remoção de argila. (A) amostra turva apresentando argila e (B) amostra translúcida e sem argila, pronta para a próxima etapa.

Depois disso, as amostras foram passadas por uma peneira de 250 μm , com auxílio de um becker, um funil e um *pissete* com água destilada para borrifar em algum vestígio de amostras que tenha ficado para trás (figura 30). Cabe frisar que foi utilizado um funil, um becker e uma peneira para cada amostra, a fim de evitar a contaminação das mesmas. A fração silte de cada amostra foi colocada em tubos de centrifuga de 50 ml, centrifugadas para retirar o excesso de água e posteriormente postas em uma estufa para secar completamente a 80°C. A fração restante das amostras foi conservada para uma verificação posterior.

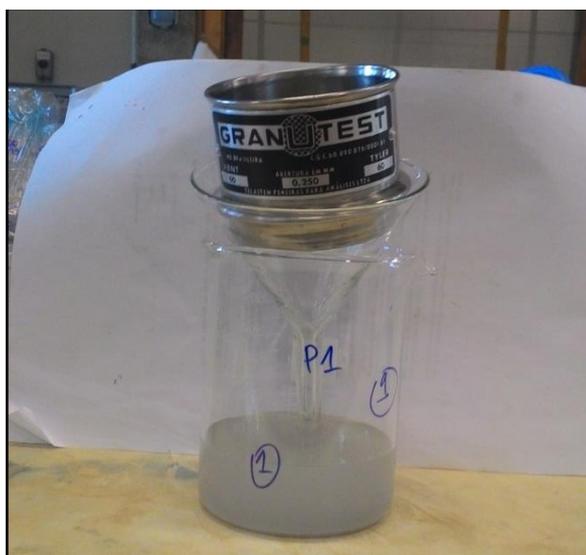


Figura 30: Etapa de peneiramento dos fitólitos.

A última etapa laboratorial foi a fase de separação densimétrica, a qual isola os fitólitos de outros minerais do solo através da solução de Politungstato de Sódio – SPT ($3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) e água destilada, até atingir a densidade de 2,350 g/mL. Isso é possível, pois os fitólitos têm uma densidade máxima de 2,3 g/mL, inferior à dos outros minerais. Assim, acrescentando o SPT à amostra e levando-a à centrifuga, os fitólitos sobrenadam, enquanto os minerais mais pesados ficam no fundo do tubo de centrifugação, permitindo, desta forma, sua separação.

Após essa etapa, as amostras foram centrifugadas novamente, porém com água destilada para retirar todo o SPT e depois com álcool, estando, então, prontas para a fase da microscopia.

Geralmente fazem-se dois tipos de lâminas, as provisórias e as permanentes. As lâminas provisórias podem ser confeccionadas com óleo de cravo ou glicerina. São indicadas para uma primeira observação da amostra, pois permitem girar as partículas fitolíticas e observar seus diversos ângulos. Entretanto, esse tipo de lâmina não pode ser facilmente transportado (risco de perda de material) e não se conserva por muito tempo. As lâminas permanentes podem ser confeccionadas com balsamo do Canadá ou Entellan, porém depois de prontas, não permitem movimentar as partículas, sendo mais adequadas para o arquivamento das amostras. Em cada lâmina

é preciso ter uma quantidade de material que contenha no mínimo 200 fitólitos classificáveis e evitar a sobreposição dos mesmos, pois este fato prejudica a contagem e diminui a confiabilidade do estudo. Neste trabalho as lâminas foram preparadas com Entellan e glicerina, utilizando de uma pipeta automática de volume fixo. Em cada lâmina foram colocados 25 μ l de amostra, tanto para as lâminas permanentes, quanto para as provisórias.

4.4.2 Contagem dos fitólitos

A observação das lâminas foi realizada com um aumento de 630x, no microscópio óptico polarizador Zeiss Axio Scope.A1 (figura 31) do Laboratório de Microscopia Óptica e Morfoscopia (LAMOM) da Faculdade de Formação de Professores – UERJ. A contagem dos fitólitos foi feita através da observação de no mínimo 200 fitólitos classificáveis, onde se anotou todos os morfotipos de fitólitos observados: os com significação taxonômica (*classified phytoliths*) e os fitólitos sem significação taxonômica (*unclassified phytoliths*). Esses últimos são partículas que não podem ser classificadas, devido a seu grau de alteração (dissolução ou fragmentação). Após essa contagem bruta, foi feita uma contagem elaborada, onde as classes de fitólitos que apresentam menos de 0,5% são reagrupadas ou eliminadas. Cabe frisar que a classificação dos fitólitos seguiu a nomenclatura do ICPN - Código Internacional de Nomenclatura de Fitólitos, de Madella *et al.* (2005).

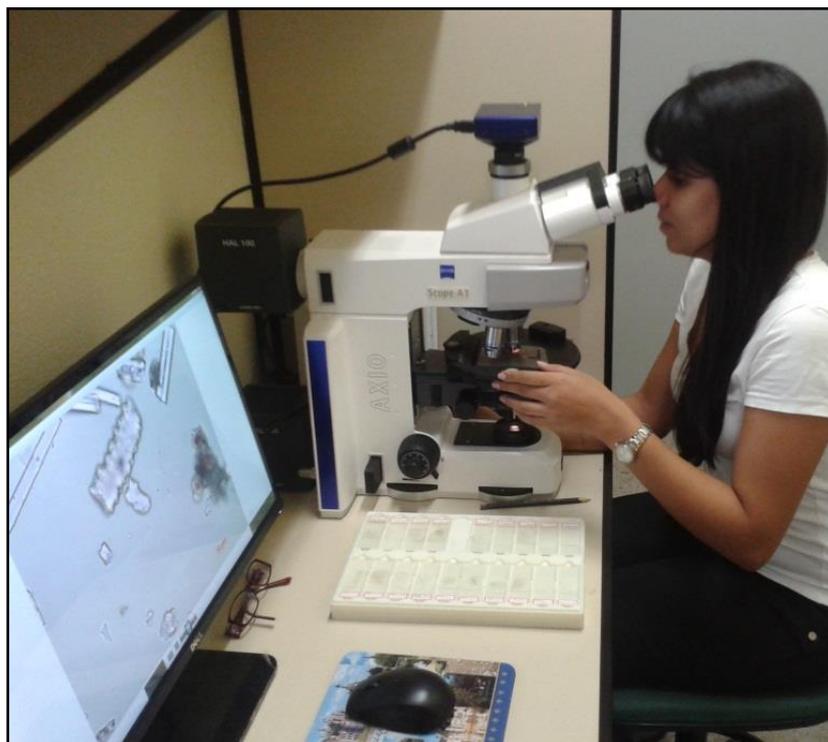


Figura 31: Microscópio óptico polarizador Zeiss Axio Scope.A1.

Para a quantificação dos fitólitos presentes em cada amostra foi realizada uma contagem de 3 transectos com a lâmina no sentido horizontal (figura 32), considerando tanto os fitólitos *classified* quanto os *unclassified*.

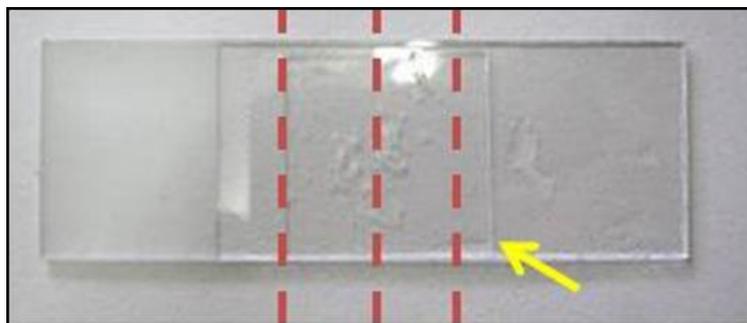


Figura 32: Três transectos para contagem em uma lâmina.

4.4.3 Cálculo dos índices fitolíticos:

Foram calculados dois índices fitolíticos, o D/P (densidade arbórea) e o Bi (estresse hídrico).

O índice D/P é a relação entre as porcentagens de fitólitos de Dicotiledôneas Lenhosas (*globular granulate*) e os fitólitos característicos das Poaceae, calculado então como:

$$D/P = \textit{globular granulate} / (\textit{bulliform parallelepipedal} + \textit{bulliform cuneiform} + \textit{acicular} + \textit{todos os tipos de short cells}).$$

O índice Bi é a relação entre as porcentagens de fitólitos produzidos nas células buliformes (*parallelepipedal* e *cuneiform*) e todos os fitólitos produzidos por Poaceae, sendo:

$$Bi\% = [(\textit{bulliform parallelepipedal} + \textit{bulliform cuneiform}) / (\textit{bulliform parallelepipedal} + \textit{bulliform cuneiform} + \textit{acicular} + \textit{todos os tipos de short cells}) \times 100].$$

Para agrupar os índices, assim como os demais resultados, foi utilizado o programa Tillia e o subprograma de estatística de similaridade e agrupamento CONISS.

4.5 Composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$)

Um total de 11 amostras foi analisado para a determinação de concentração de $\delta^{13}\text{C}$ na *University of California* (UC-DAVIS), *Stable Isotope Facility* (SIF). Os resultados da análise isotópica foram expressos em unidade de δ ‰ (partes por mil), determinada em relação ao padrão internacional PDB (*Pee Dee Belemnite*) e se referem à média de duas determinações, com precisão de 0,2 ‰.

4.6 Datação por ^{14}C -AMS

4.6.1 Pré-tratamentos

Três amostras do perfil de solo estudado foram selecionadas para datação por ^{14}C -AMS. As amostras foram preparadas no Laboratório de Radiocarbono (LAC) do Instituto de Física da

UFF, enviadas para datação na *University of California* (UC-DAVIS) e calibradas no LAC através programa OxCal v. 4.2.4.

As amostras passaram por procedimentos laboratoriais (pré-tratamento) visando à remoção de contaminantes, tanto naturais (como pedras e raízes), quanto artificiais, incorporados às amostras através do manuseio. Esse procedimento garante uma maior confiabilidade nos resultados da datação por ^{14}C -AMS. O primeiro pré-tratamento consiste no tratamento físico (TF), por meio do qual são removidas as impurezas visíveis nas amostras. Nessa etapa, utiliza-se uma lupa binocular ou uma lupa de aumento para observação de cada amostra e extração manual com pinça e bisturi dos contaminantes como raízes e pedras (figura 33).

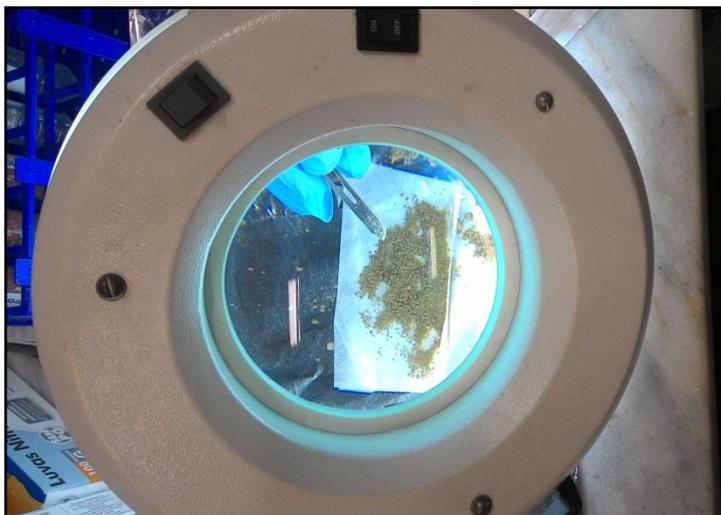


Figura33: Tratamento físico das amostras.

A etapa seguinte é o tratamento químico (TQ), através do qual são removidas as impurezas que ainda persistem após o TF, como carbonatos e outros carbonos que não correspondem ao carbono original. O TQ baseia-se em uma sequência de ataques com ácido clorídrico (HCl) na concentração de 1M (molar), visando isolar o carbono original em cada material. Antes de começar o tratamento químico, foi estimada a quantidade necessária de amostra a ser utilizada, com base no teor de carbono total, de modo a produzir grafite suficiente para a datação (de 2 a 4 mg de carbono). Para o TQ as amostras foram pesadas e colocadas em tubos falcons de 50 ml devidamente identificados. Inicialmente, as amostras foram submetidas à lavagem por cinco vezes com 30 ml de água ultrapura (UP) e agitadas no vortex para que a amostra fosse misturada. Após a centrifugação, o excesso de água sobrenadante é descartado. Depois disso, para o tratamento com ácido, utilizou-se cerca de 30 ml de HCl na concentração de 1 M (molar) e o auxílio do vortex para misturar a solução com a amostra. As mesmas foram

postas na estufa a 90°C por 2 horas. Após essas etapas, as amostras foram levadas ao vortex para uma mistura final e centrifugação, para a retirada do ácido das amostras. Esse processo geralmente é repetido sucessivas vezes até que o ácido se torne límpido e não ocorra mais a liberação de gás. O TQ é um procedimento demorado e, por este motivo, as amostras são lavadas com água UP novamente e após serem centrifugadas e mantidas no ácido clorídrico na concentração de 0.1 M durante a noite. Isto ocorre apenas nas amostras em que a coloração do HCl não se tornou transparente (figura 34). Após o clareamento do HCl nas amostras, as mesmas são novamente lavadas (cinco vezes) com água UP e colocadas na estufa a 90°C para a secagem completa.

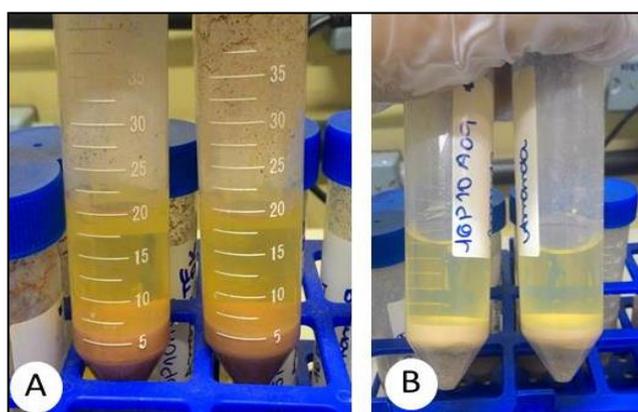


Figura34: Coloração amarelada do HCl na amostra (a) amostra com muitas impurezas e (B) Amostra pronta para próxima etapa.

4.6.2 Combustão das Amostras

As amostras, depois de secas e tratadas, foram colocadas em tubos de combustão (CT). Esses tubos são de quartzo com 10 mm de diâmetro por 16 cm de altura, devidamente identificados e previamente preparados com cerca de 50 a 70 mg de Óxido Cúprico (CuO) e 5 mg de Prata (Ag) e são assados a 900°C por 3 horas para eliminar qualquer contaminante. Neles é inserida a quantidade de sedimento necessária para 1 a 2 mg de carbono.

Posteriormente, foi inserida lã de vidro no topo dos tubos para que os mesmos fossem levados à linha de vácuo e selados com um maçarico de (acetileno e oxigênio). A lã de vidro visa assegurar que não se perca amostra no momento em que é feito o vácuo no CT (figura 35). Após a selagem, os mesmos foram levados para a mufla e assados a 900°C por 3 horas para a liberação do gás dióxido de carbono (CO₂).



Figura35: Tubo de combustão com reagentes, amostra e lã de vidro.

4.6.3 Purificação

Após o resfriamento, cada tubo de combustão contendo CO_2 foi levado à linha de vácuo (figura 36) e colocado em uma sanfona, a qual permitiu a quebra do tubo em vácuo e a transferência do gás para a linha. Este procedimento permite purificar e transferir o CO_2 para os tubos de grafitação (GT). Esses GT foram preparados da seguinte forma: os tubos de grafitação são tubos de pirex de 6 mm de diâmetro por 16 cm de altura, contendo um outro tubo interno de quartzo de 3 mm de diâmetro por 5 de altura (figura 37); os tubos são assados a 520°C por 5 horas com intuito de eliminar qualquer contaminante; depois de assados, neles são colocados de 30 a 35 mg de Zinco (Zn), 10 a 15 mg de Hidreto de Titânio (TiH_2), no tubo interno são colocados de 3 a 5 mg de Ferro (Fe) e posteriormente inserido dentro do GT.



Figura36: Linha de vácuo do Laboratório de Radiocarbono da UFF.

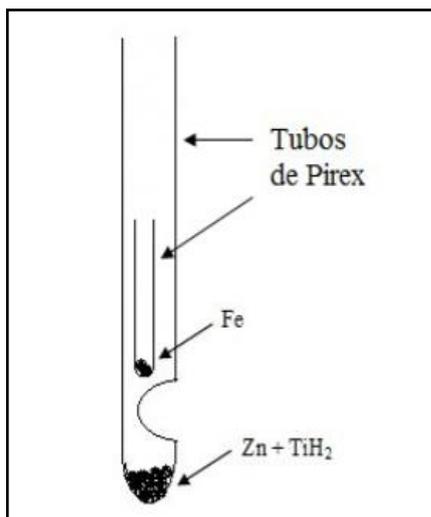


Figura 37: Tubos de grafitação. Fonte: Oliveira, (2012).

Na linha de vácuo, o gás passou por duas armadilhas de temperatura para ser purificado. A primeira armadilha contém gelo seco triturado, nitrogênio líquido e álcool etílico (figura 38). Nessa armadilha, toda a água presente na amostra fica retida enquanto o CO_2 segue pela linha. A segunda armadilha foi somente de nitrogênio líquido (figura 39), para congelar o CO_2 e permitir que os demais gases com pontos de solidificação diferentes fossem descartados. Nesse momento, o CO_2 se torna puro e foi quantificado através da medição de sua pressão dentro da linha. Por fim, o CO_2 foi direcionado para dentro do tubo de grafitação por diferença de pressão, pois o GT se encontra parcialmente mergulhado no nitrogênio líquido e, após todo o CO_2 entrar no GT, este foi selado, retirado da linha, identificado e levado à mufla para assar a 520°C por 5 horas e produzir o grafite.



Figura 38– Armadilha de gelo seco triturado, nitrogênio líquido e álcool etílico.



Figura 39 – Armadilha com nitrogênio líquido.

4.6.4 Prensagem

Depois de assados os tubos de GT, as amostras foram efetivamente grafitizadas e prontas para serem prensadas. Para isso, os tubos de grafitização foram cuidadosamente quebrados, retiraram-se os tubos internos contendo o Fe e o grafite, colocou-se a mistura em catodos (um catodo para cada amostra grafitizada), com o auxílio de uma prensa, e todos os catodos foram adicionados a um eppendorf devidamente identificado com o número da amostra e enviados para o *Center for Applied Isotope Studies (CAIS)* da Universidade da Geórgia (Estados Unidos). Após o resultado da datação, as idades obtidas foram posteriormente calibradas pelo programa OxCal v.4.2.4., utilizando a curva de calibração de amostra Atmosférica para o Hemisfério Sul (SHcal13) e são apresentadas em anos cal AP (calibrados, antes do presente).

5 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Os resultados serão apresentados começando pela caracterização pedológica do perfil, seguidos das análises fitolíticas, análise isotópica e por fim a idades por ¹⁴C-AMS. Posteriormente, serão discutidas todas as análises de forma integrada, apresentando as possíveis mudanças climáticas e da vegetação, bem como a hipótese de formação das duas linhas de pedra.

5.1 Caracterização pedológica

5.1.1 Descrição do perfil de solo

O perfil localiza-se na rua São João, a 2,22 km da Av. principal Miguel Couto Filho, no município de Barra do Piraí – RJ e nas coordenadas: S 22° 28' 53.3" e W 43° 48'01.4" (figura 1). É um perfil exposto de um corte de estrada, no terço superior da encosta, com altitude de 511 metros e sob vegetação de *Brachiaria decumbens*. A data da coleta foi dia 01/10/2015 e o solo foi classificado como Latossolo Vermelho – amarelo distrófico.

A litologia é constituída por gnaisse. Apresenta-se como moderadamente pedregoso e ligeiramente rochoso. Apresenta-se bem drenado e com erosão moderada. A vegetação primária sob o perfil era de Mata Atlântica, segundo SOS Mata Atlântica (2014), e o uso atual é de pastagem.

O perfil foi dividido em nove horizontes e duas linhas de pedra, abrangendo mais de 2 metros de profundidade (figura 40).

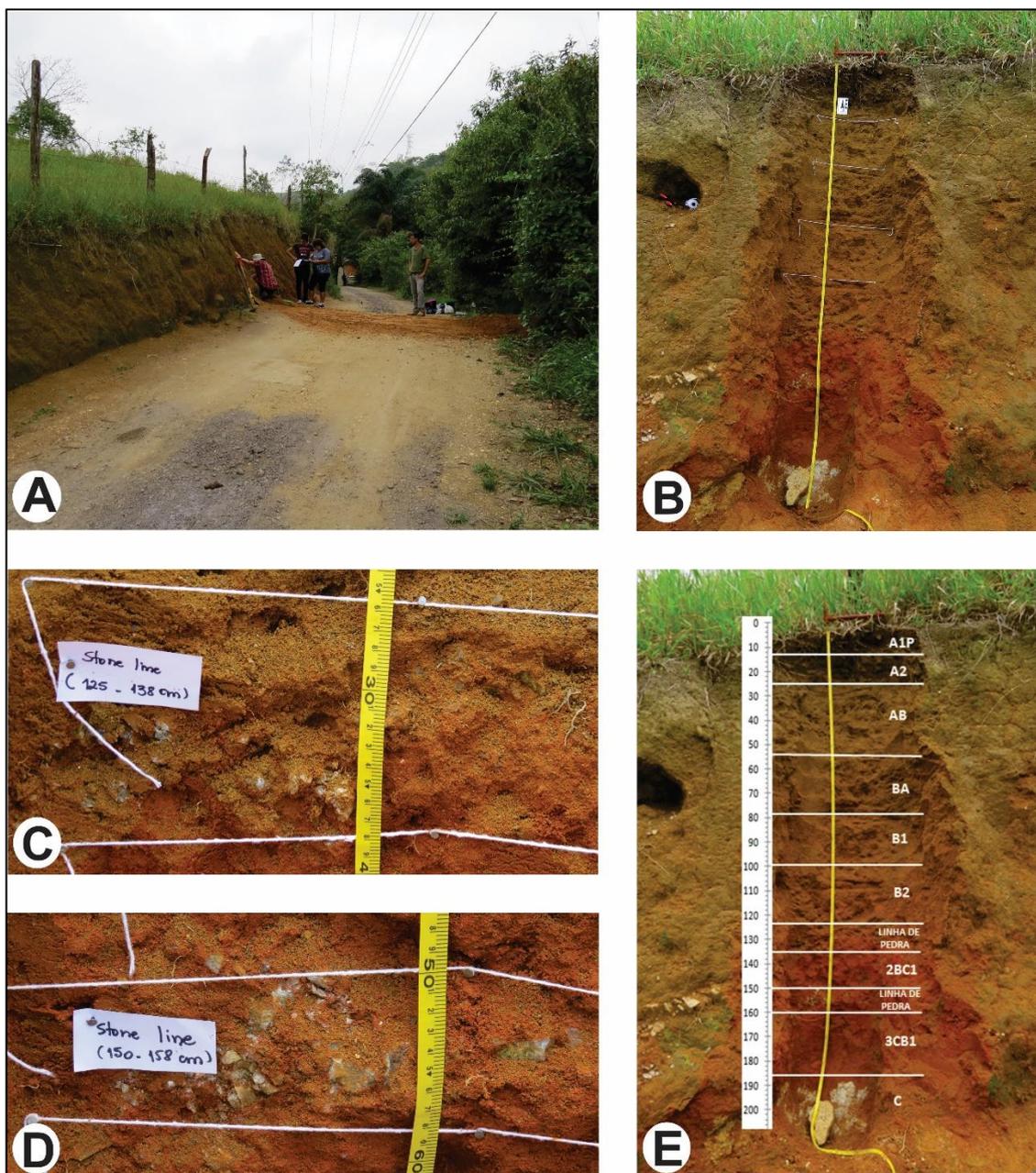


Figura 40: Horizontes e linhas de pedra do perfil de solo estudado em Barra do Pirai/RJ: (A) área de coleta; (B) perfil de solo; (C) linha de pedra 125-138 cm; (D) linha de pedra 150-158 cm; (E) horizontes e linhas de pedra demarcados.

A seguir são apresentadas as diversas características do perfil 1, identificadas em campo e no laboratório.

A1P – de 0 a 14 cm de profundidade e de cor Bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/3, úmida) e cor Bruno-acinzentado (10 YR 5/2, seca); estrutura do solo de tipo granular, de tamanho médio e grande e de grau moderado. Consistência seca dura e consistência úmida firme; Ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; nitidez da transição entre horizontes de forma clara e ondulada.

A2 - de 14 a 28 cm de profundidade, com 14 cm de espessura; cor Bruno-avermelhado (2,5 YR 4/4, úmida) e cor Bruno (10YR 5/3, seca); estrutura do solo de tipo granular, de tamanho médio e grande e de grau moderado; consistência seca dura e consistência úmida firme; ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; nitidez da transição entre horizontes de forma clara e ondulada.

AB – de 28 a 55 cm de profundidade, com 27 cm de espessura; cor vermelho (2,5 YR 4/6, úmida) e cor Bruno–amarelo-claro (10YR 6/4, seca); estrutura do solo de tipo subangular, de tamanho grande de grau fraco; consistência seca ligeiramente dura e consistência úmida friável; ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; nitidez da transição entre horizontes de forma difusa e ondulada.

BA – de 55 a 80 cm de profundidade, com 25 cm de espessura; cor Bruno-avermelhado (2,5 YR 5/4, úmida) e cor Amarelo-avermelhado (7,5 YR 6/6, seca); estrutura do solo de tipo prismático, de tamanho médio e de grau moderado; consistência seca ligeiramente dura e consistência úmida muito friável; ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; nitidez da transição entre horizontes de forma difusa e ondulada.

B1 – de 80 a 100 cm de profundidade, com 20 cm de espessura; cor Vermelho (2,5 YR 5/6, úmida) e cor Amarelo-brunado (10YR 6/6, seca); estrutura do solo de tipo prismático, de tamanho médio e de grau moderado; consistência seca macia e consistência úmida muito friável; ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; nitidez da transição entre horizontes de forma clara e ondulada.

B2 – de 100 a 125 cm de profundidade, com 25 cm de espessura; cor Vermelho (2,5 YR 4/6, úmida) e cor Amarelo–avermelhado (7,5YR 6/6, seca); estrutura do solo de tipo subangular, de tamanho médio e de grau fraco; consistência seca ligeiramente dura e consistência úmida muito friável; ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; nitidez da transição entre horizontes de forma abrupta e ondulada.

Linha de pedra – de 125 a 138 cm de profundidade e 13 cm de espessura. Nitidez da transição entre horizontes de forma abrupta e ondulada.

2BC1 – de 138 a 150 cm de profundidade e 12 cm de espessura; cor Vermelho (10R 4/8, úmida) e cor Vermelho (2,5YR 5/8, seca); estrutura do solo de tipo subangular, de tamanho médio e de grau fraco; consistência seca macia e consistência úmida friável; ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; nitidez da transição entre horizontes de forma gradual e ondulada.

Linha de pedra – de 150 a 158 cm de profundidade e 8 cm de espessura. Nitidez da transição entre horizontes de forma clara e ondulada.

3CB1 – de 158 a 188 cm de profundidade e 30 de espessura; cor Vermelho (10R 4/8, úmida) e cor Vermelho-amarelado (5YR 5/8, seca); estrutura do solo de tipo subangular, de tamanho médio e de grau fraco; consistência seca macia e consistência úmida friável; ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; nitidez da transição entre horizontes de forma abrupta e ondulada.

C – de 188 a 210+ cm de profundidade e mais de 200 centímetros de espessura; variegado e com gnaisses em decomposição.

RAÍZES: a quantidade de raízes é elevada e de diâmetro é muito fino e fino no horizonte AP1; a quantidade de raízes é pouca e o diâmetro é fino no horizonte A2; a quantidade de raízes é comum e o diâmetro é fino no horizonte AB; a quantidade de raízes é pouca e o diâmetro é fino nos horizontes BA, B1 e B2; quantidade de raízes é rara e o diâmetro é fino nas duas linhas de pedra e nos horizontes 2BC1 3BC1; já no horizonte C as raízes são ausentes.

Observações: Nas duas linhas de pedra a avaliação de estrutura e da consistência seca, úmida e molhada, foi dificultada pela elevada pedregosidade. Atividade biológica nos horizontes A1P, A2 e AB.

5.1.2 Textura do perfil de solo

A seguir são apresentados os resultados da análise granulométrica do perfil de solo e as observações relativas ao grau de arredondamento do cascalho presente nas linhas de pedra (tabela 6).

Os resultados da granulometria indicam, segundo a classificação de Folk e Ward (1957), um perfil de solo argilo-arenoso, com o predomínio da fração argila, correspondendo a 50-60%, com ligeira diminuição (38%) na superfície. A areia grossa aparece em seguida com 15-22%. O cascalho representa a fração predominante nas profundidades de 1,5 e 1,25 metro, com 39 e 59%, respectivamente (figura 41 e tabela 6). Essas profundidades, com o predomínio de cascalho, correspondem às linhas de pedra (LP) acima mencionadas. A fração silte é pouco representativa ao longo do perfil do solo e corresponde a apenas 2,6% do material analisado (figura 41 e tabela 6).

Tabela 6: Resultados da análise granulométrica do perfil de solo.

N°	Horizonte e Profundidade (cm)		Cascalho (%)	Areia (%)					Lama (%)		Classificação (Folk e Ward, 1957)
				MG	G	M	F	MF	Silte	Argila	
1	AP1	0 - 14	5,21	3,05	22,22	18,38	10,29	2,46	0,86	37,52	Areia argilosa
2	A2	14 - 28	1,46	2,16	20,48	14,16	4,39	2,31	1,65	53,34	Argila arenosa
3	AB	28 - 40	1,87	1,84	21,04	13,55	4,31	2,13	1,90	53,35	Argila arenosa
4	AB	40 - 55	0,79	1,68	20,29	13,29	4,34	2,13	2,13	55,62	Argila arenosa
5	BA	55 - 70	1,25	2,10	20,03	11,57	3,75	1,88	2,44	58,00	Argila arenosa
6	BA	70 - 80	1,78	2,26	17,47	11,25	5,82	2,26	2,49	56,86	Argila arenosa
7	B1	80 - 90	1,81	1,94	17,22	11,70	4,11	2,91	2,56	57,76	Argila arenosa
8	B1	90 - 100	1,48	2,03	16,91	10,83	5,98	2,36	2,59	57,81	Argila arenosa
9	B2	100 - 110	2,15	2,55	21,32	12,73	4,11	2,17	2,22	52,74	Argila arenosa
10	B2	110 - 125	10,28	2,12	15,41	10,21	5,92	2,46	0,83	54,95	Areia cascalhosa
11	LP	125 - 138	59,10	1,13	5,98	4,99	2,06	1,07	0,85	24,81	Cascalho
12	2BC1	138 - 150	1,91	2,33	15,16	10,44	6,44	2,73	1,13	59,87	Argila arenosa
13	LP	150 - 158	39,33	1,73	10,00	7,64	2,76	1,40	0,79	36,34	Cascalho
14	3CB1	158 - 173	2,14	2,52	17,04	12,54	7,19	3,38	1,00	54,20	Argila arenosa
15	3CB1	173 - 188	2,71	2,21	21,40	14,11	5,44	3,47	0,98	49,69	Argila arenosa
16	C	188 - 200									

As observações relativas ao grau de arredondamento dos grãos de cascalho (linhas de pedra) apontam para a predominância do mineral quartzo em ambas as profundidades, variando entre anguloso e subanguloso. Esse padrão aponta para um baixo retrabalhamento destes materiais ao longo do tempo (figura 42). A maioria dos grãos apresenta uma coloração avermelhada (óxido de ferro).

PERFIL 1 - •Latossoilo Vermelho – amarelo distrófico

Localização: Barra do Piraí, RJ. S 22°28'53.3" W 043°48'01.4"

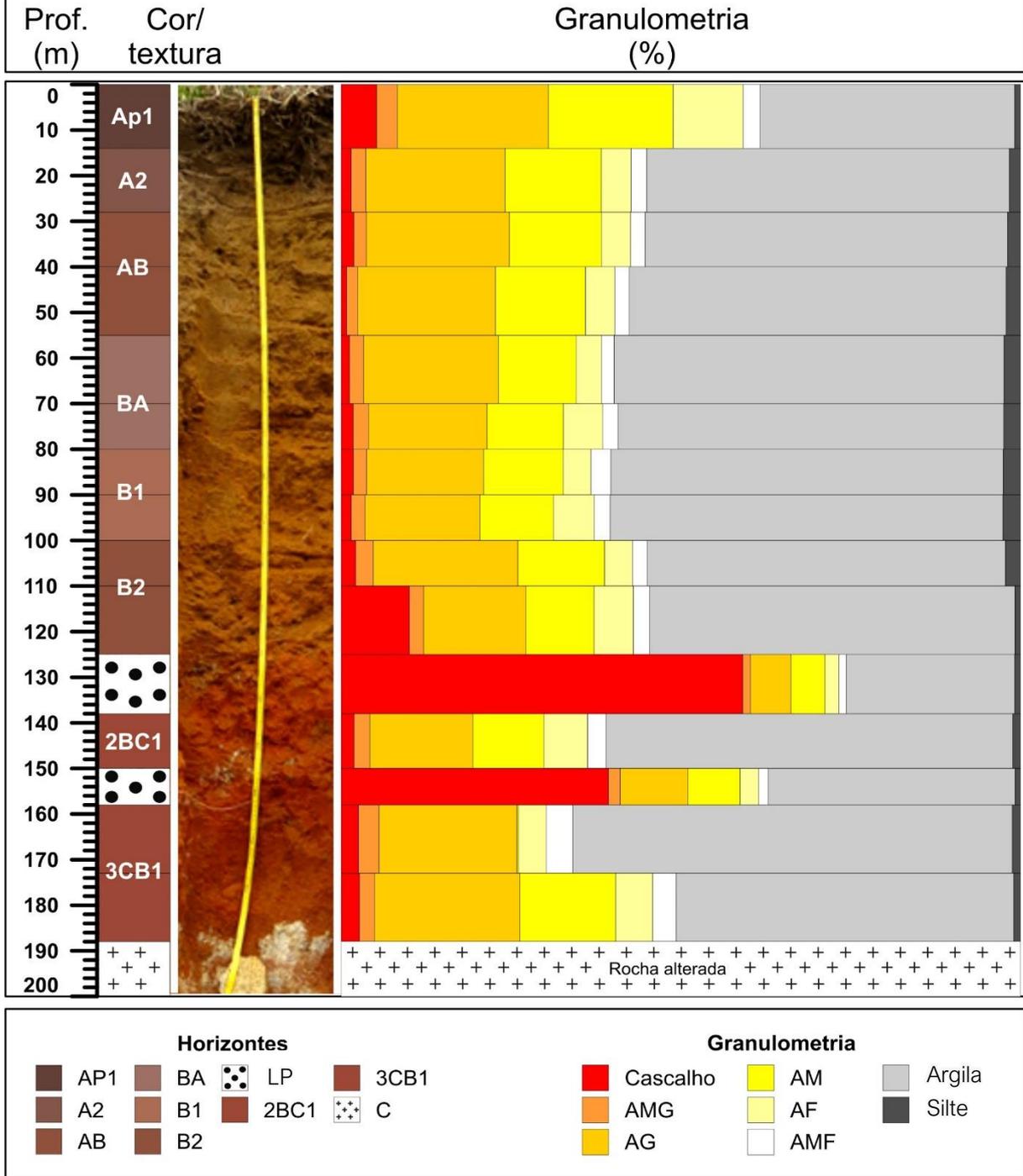


Figura 41: Resultados da granulometria do perfil 1.

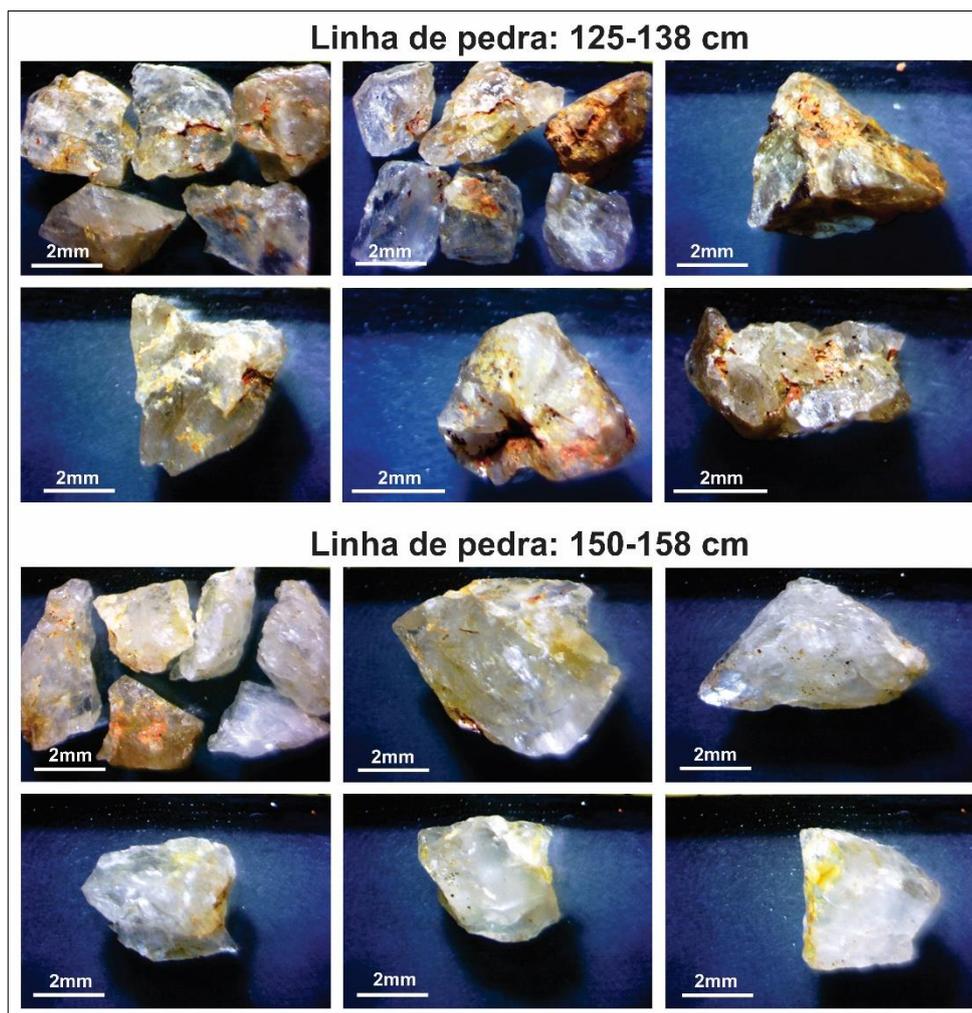


Figura 42: Grãos de quartzo na fração cascalho presentes nas linhas de pedra do perfil de solo.

5.1.3 Teor de matéria orgânica e pH

O teor de matéria orgânica segue o padrão normal de diminuição com a profundidade, partindo da concentração de 2,69% (maior valor) na superfície e chegando a 0,2% em profundidades (tabela 7).

Foram realizadas três medições do valor do pH das amostras de solo e, em seguida, calculada a média aritmética. O pH ficou na faixa entre 4,2 e 5, o que caracteriza o perfil de solo estudado como de acidez média (tabela 8). Os resultados mostraram que este solo é favorável à conservação de fitólitos, já que o mesmo não apresenta extremos de acidez ou basicidade alta. Os fitólitos se preservam bem em solos com pH entre 2 e 9 e ambientes com solos ácidos tendem a ter mais sílica livre, disponível para as plantas (PIPERNO, 2006). Já solos de pH muito alcalino podem causar a dissolução dos fitólitos, ocasionando a perda de suas ornamentações mais delicadas (CABANES *et al.*, 2011).

Tabela 7: Teor de MO - Análise Elementar no perfil de solo

Horizontes	Profundidade	Teor de MO Análise elementar (%)
AP1	0-14	2,69
A2	14-28	1,36
AB	28-40	0,9
AB	40-55	0,7
BA	55-70	0,64
BA	70-80	0,59
B1	80-90	0,57
B1	90-100	0,52
B2	100-110	0,49
B2	110-125	0,5
Linha de pedra	125-138	0,48
2BC1	138-150	0,27
Linha de pedra	150-158	0,34
3CB1	158-173	0,2
3CB1	173-188	0,28
C	188-200+	

Tabela 8: Resultados da análise de pH no perfil de solo

Nº	Horizonte e Profundidade (cm)		pH (média)
1	AP1	0 - 14	4,2
2	A2	14 - 28	4,1
3	AB	28 - 40	4,3
4	AB	40 - 55	4,3
5	BA	55 - 70	4,5
6	BA	70 - 80	4,4
7	B1	80 - 90	4,3 4,7
8	B1	90 - 100	4,6
9	B2	100 - 110	4,8
10	B2	110 - 125	5
11	LP	125 - 138	4,7
12	2BC1	138 - 150	4,8
13	LP	150 - 158	4,6
14	3CB1	158 - 173	4,6
15	3CB1	173 - 188	4,8
16	C	188 - 200	

5.2 Análise dos fitólitos

Os resultados das análises fitolíticas são apresentados a seguir, com base nos tipos de fitólitos, no percentual de fitólitos classificáveis e não classificáveis, no estoque total de fitólitos e nos índices fitolíticos (tabela 9). Os resultados das análises isotópicas são também apresentados na tabela 9.

Tabela 9: resultados das análises fitolíticas e isotópicas.

Horizonte	Profundidade (cm)	Tipos de fitólitos (% dos <i>classified</i>)												Classificação dos fitólitos (%)		Estoque de fitólitos (unidades)	Índices Fitolíticos		
		Bulliform paralelepipedal	Bulliform cuneiform	Globular granulate	Globular psilate	Globular echinate	Elongate	Acicular	Bilobate	Cross	Rondel	Trapeziform	Outros Short cells	Classified	Unclassified		D/P	Bi%	¹³ C (‰)
AP1	7	13,2	5,7	72,2	3,3	3,3	5,7	7,1	0,0	0,0	7,1	0,0	5,7	52,7	47,3	4041	1,87	48,8	-17,11
A2	21	6,8	5,0	56,8	0,0	6,8	3,6	11,8	1,4	0,0	5,9	0,0	1,8	43,3	57,5	3752	1,74	36,1	-18,08
AB	34	11,4	2,8	46,1	1,6	2,4	8,3	11,4	0,9	0,4	12,6	0,0	3,6	40,6	60,5	3747	1,10	34,0	#
AB	47,5	11,7	2,6	37,2	4,3	5,2	8,2	10,0	1,3	0,0	13,0	0,0	6,5	49,0	51,0	2739	0,83	31,7	-21,31
BA	62,5	11,5	2,4	43,3	7,2	2,9	6,3	13,9	1,4	0,0	9,1	0,0	1,9	43,2	56,8	1269	1,07	34,5	#
BA	75	8,3	3,9	44,5	4,8	3,9	13,1	11,8	1,3	0,0	5,7	0,0	2,6	40,2	59,8	1038	1,32	36,4	-23,24
B1	85	11,8	1,9	42,9	5,2	2,8	10,4	20,8	0,0	0,0	2,8	0,0	1,4	32,9	67,1	1587	1,11	35,4	#
B1	95	8,4	2,0	39,4	7,4	0,0	13,3	23,6	1,0	0,0	3,0	0,0	2,0	31,9	68,1	1503	0,99	25,9	-24,27
B2	105	7,9	1,4	47,2	9,7	2,8	11,1	12,5	0,9	0,0	5,1	0,0	1,4	36,5	63,5	1158	1,62	31,7	#
B2	117,5	7,9	1,4	47,2	9,7	2,8	11,1	12,5	0,9	0,0	5,1	0,0	1,4	36,5	63,5	919	0,41	70,4	-23,20
LP 1	131,5	10,4	3,8	51,9	3,3	4,2	4,7	9,0	1,4	0,5	5,2	0,0	5,7	31,7	68,3	726	1,45	39,5	-23,75
2BC1	144	6,9	0,5	45,7	6,9	1,6	0,0	33,5	0,5	0,0	0,0	0,0	4,3	31,1	68,9	822	1,00	16,3	-23,98
LP 2	154	11,8	2,5	51,2	4,9	3,0	6,4	13,3	0,0	0,0	3,4	0,0	3,4	36,3	63,7	603	1,49	41,4	-24,11
3CB1	165,5	1,9	0,9	79,7	4,2	0,9	5,2	7,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	46,3	53,7	736	8,05	28,6	-23,96
3CB1	180,5	17,2	11,9	23,9	0,0	10,9	9,1	0,0	7,4	11,2	0,0	8,4	0,0	84,3	15,7	1027	0,53	64,8	-24,07

5.2.1 Estoque de fitólitos

As maiores concentrações de fitólitos são encontradas da superfície até o horizonte AB (28-40 cm de profundidade); a partir daí decresce rapidamente até atingir valores cerca de quatro vezes menores no horizonte BA (55-80 cm de profundidade). Em seguida, há um pequeno aumento no estoque no horizonte B1 (80-100 cm de profundidade) para depois continuar diminuindo com a profundidade até 3CB1 (158-173 cm de profundidade), aumentando, entretanto, na base do perfil (173-188 cm de profundidade). Os menores estoques foram encontrados nas amostras coletadas nas duas linhas de pedra (LP), provavelmente porque a granulometria mais grosseira facilita a percolação dos fitólitos para as camadas inferiores (figura 43 e tabela 9). De uma maneira geral, o estoque de fitólitos presentes no solo segue o padrão normal de distribuição, diminuindo com o aumento da profundidade.

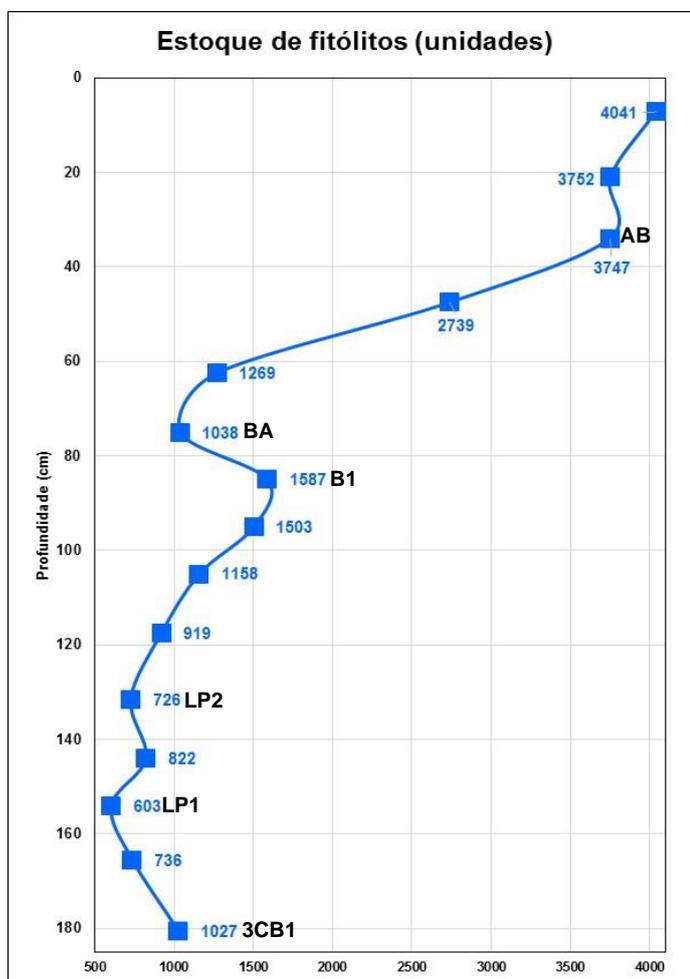


Figura 43: Estoque de fitólitos (unidades contadas em 3 transectos) no perfil de solo

5.2.2 Classificação dos fitólitos

De maneira geral o estado de preservação dos fitólitos observados é considerado baixo, mesmo na amostra mais superficial (53%), variando entre 49 e 31% nas demais profundidades.

Contraditoriamente, na base do perfil (amostra 3CB1 – 173-188 cm de profundidade) foi verificado o maior grau de conservação (84% de *classified*) (figura 44 e tabela 9). Nessa profundidade, normalmente seria esperado encontrar uma porcentagem maior de fitólitos *unclassified*.

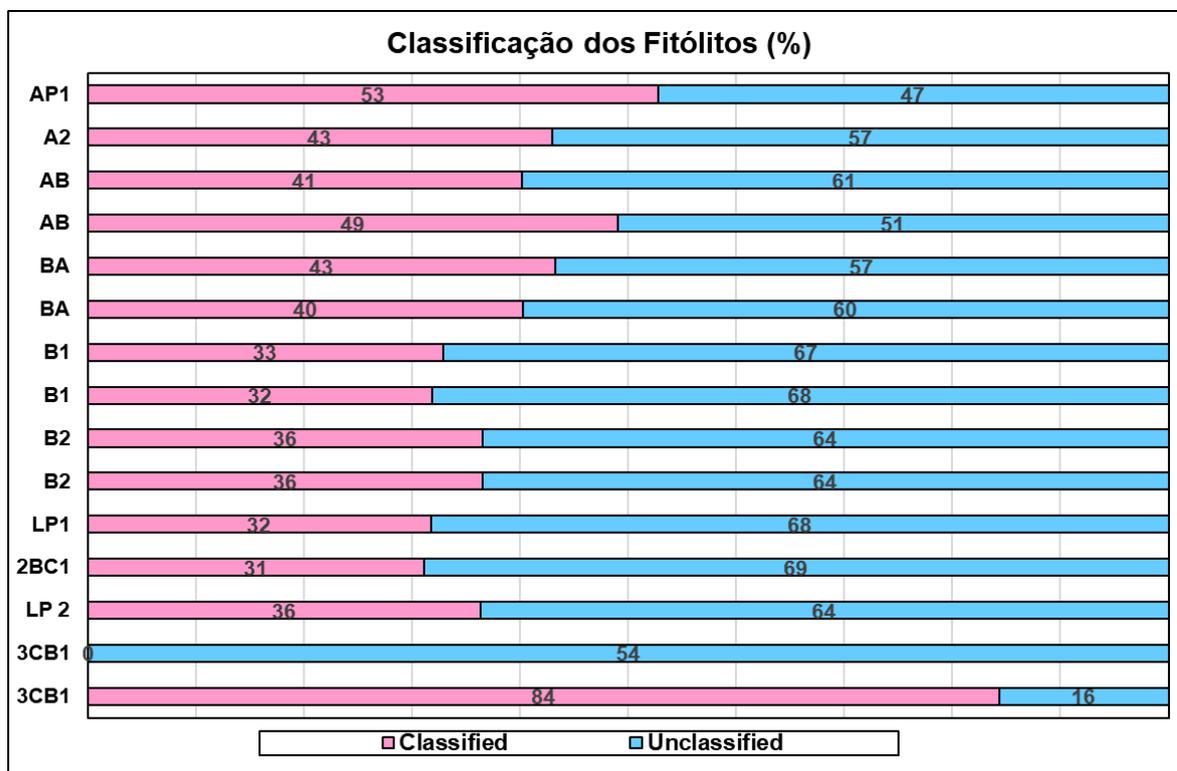


Figura 44: Classificação dos fitólitos do perfil de solo

5.2.3 Tipos de fitólitos

O tipo de fitólito predominante em praticamente todas as amostras foi o *globular granulate* (de 24 a 72%). Na maioria das amostras também foram frequentes os tipos *acicular* (de 7 a 34%), *rondel* (de 3 a 13%), *elongate* (de 4 a 15%), *bulliform paralelepipedal* (7 a 27%), *bulliform cuneiform* (de 1 a 12%) e *globular echinate* (de 2 a 11%) (figuras 45 e 46 e tabela 9). A amostra que apresentou a maior variedade de tipos e com distribuição equilibrada entre eles (de 7% de *bilobate* a 24% de *globular granulate*) foi a da base do perfil (3CB1 – 173-188 cm de profundidade). As únicas amostras que apresentaram o tipo *trapeziform* foram a 3CB1 (173-188 cm de profundidade) e B2 (110-125 cm de profundidade), com 8 e 14% respectivamente, e também foram as únicas a não apresentar os tipos *acicular* e *rondel*. As maiores porcentagens de *short-cells*, *bulliform* (*paralelepipedal* e *cuneiform*) foram observadas nas mesmas amostras (figuras 45 e 46 e tabela 9).

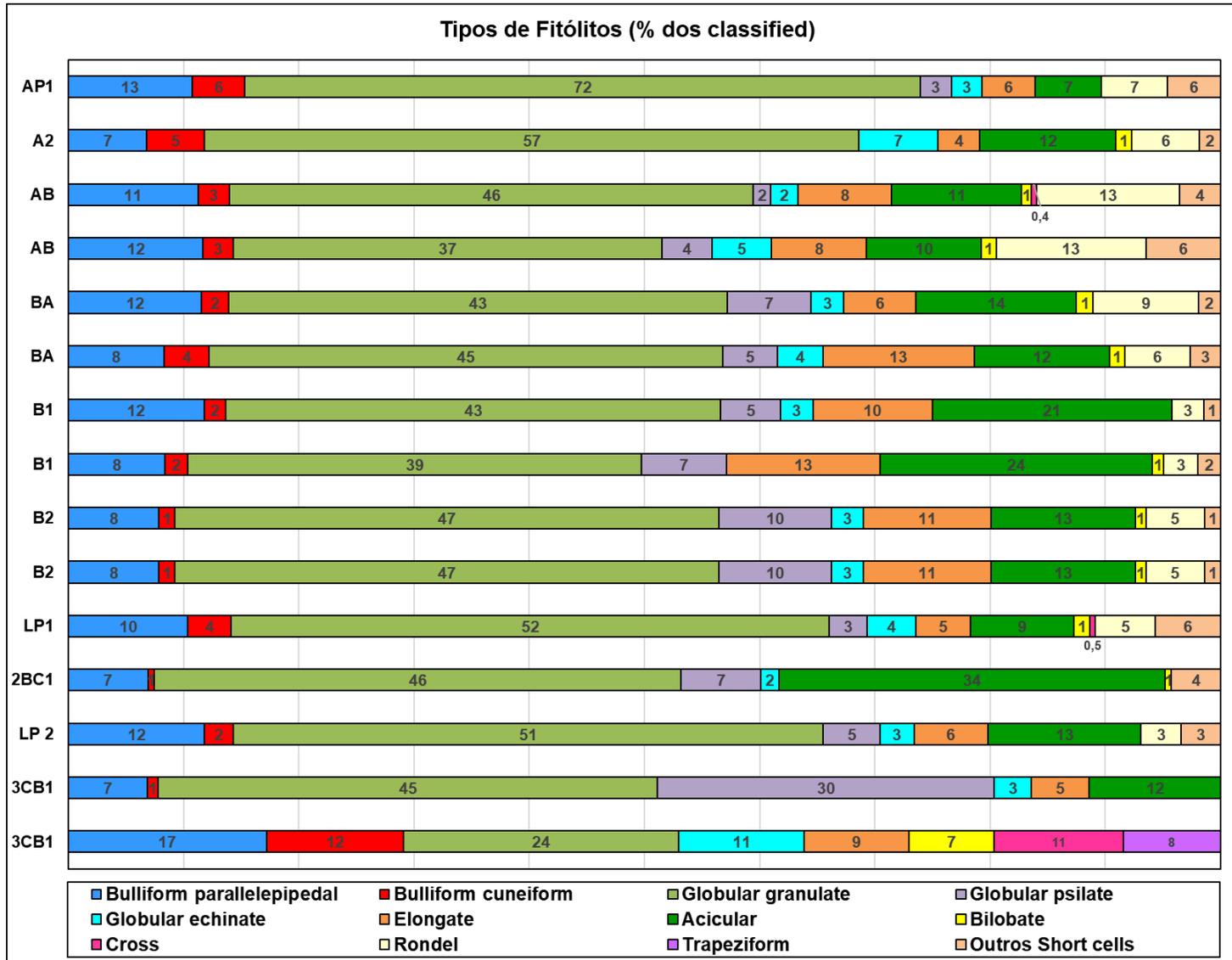


Figura 45: Tipos de fitólitos observados no perfil de solo (% dos fitólitos *classified*)

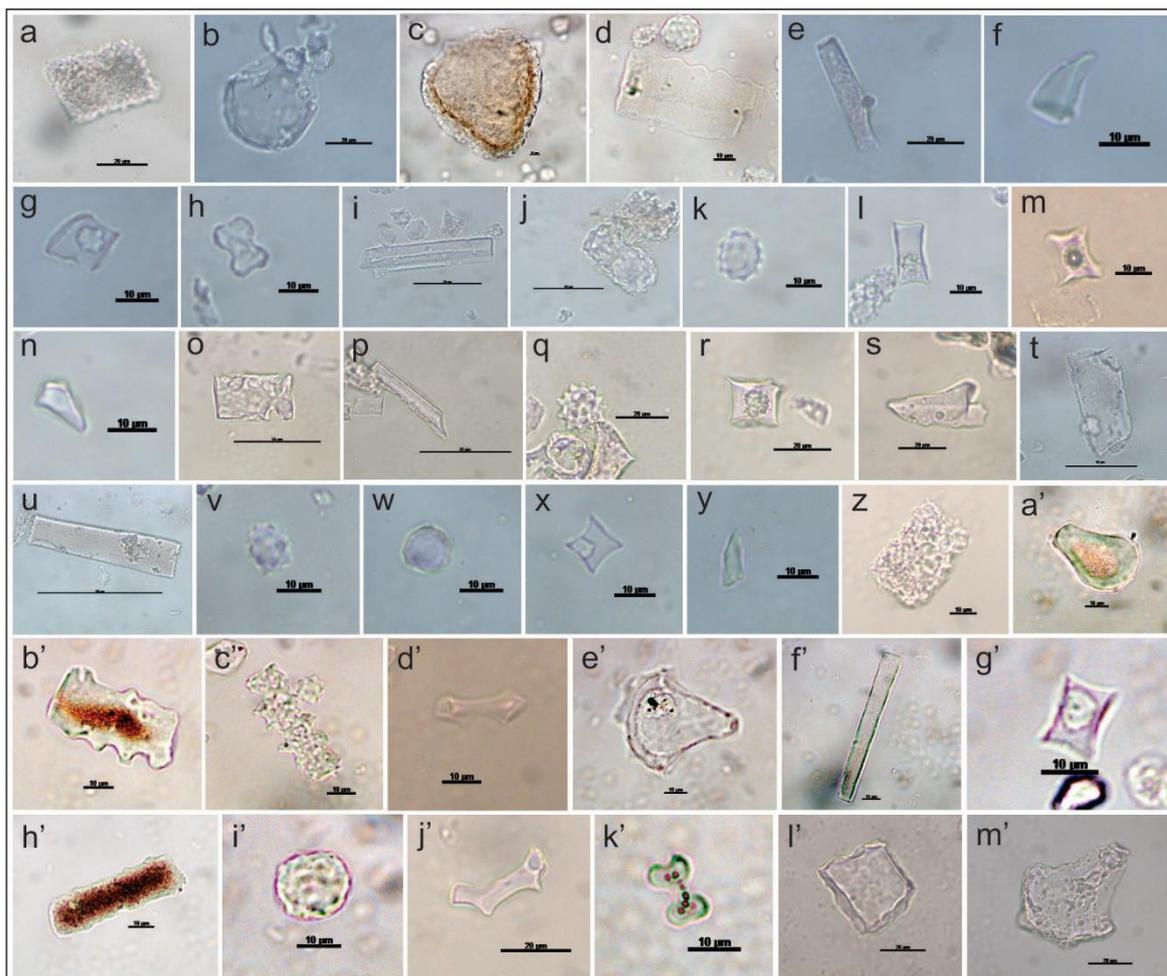


Figura 46: Fotos dos fitólitos observados: (a), (d) (j), (o), (t), (z), (l') *Bulliform parallelepipedal*; (b), (c), (a'), (e'), (m') *Bulliform cuneiform*; (e), (i), (p), (u), (f'), (h') *Elongate psilate*; (b'), (c'), *Elongate echinate both sides*; (f), (n), (s), (y) *Acicular*; (g), (m), (x), (g') *Rondel*; (l), (r) *Trapeziform*; (h) *Cross*; (k), (q), e (v) *globular echinate*; (w) *globular psilate*; (d') e (j') *Bilobate flat concave*; (i') *Globular granulate*; (k') *Bilobate*.

5.2.4 Índices fitolíticos

Os índices fitolíticos calculados foram o índice de densidade arbórea (D/P) e o índice de estresse hídrico (Bi). Esses são índices fitolíticos que puderam ser calculados para todas as amostras, por apresentar porcentagens de no mínimo 5% dos morfotipos envolvidos e que, portanto, são representativos estatisticamente.

Índice D/P

Na maioria das amostras o índice D/P variou entre 0,8 e 2,26, indicando uma cobertura arbórea relativamente densa. As amostras que fugiram desse padrão foram as do horizonte B2 (117 cm de profundidade) e a da base (3CB1 – 180 cm de profundidade), com valores de 0,41 e 0,53 respectivamente, indicando uma vegetação mais aberta, com mistura de árvores e herbáceas (figura 47 e tabela 9).

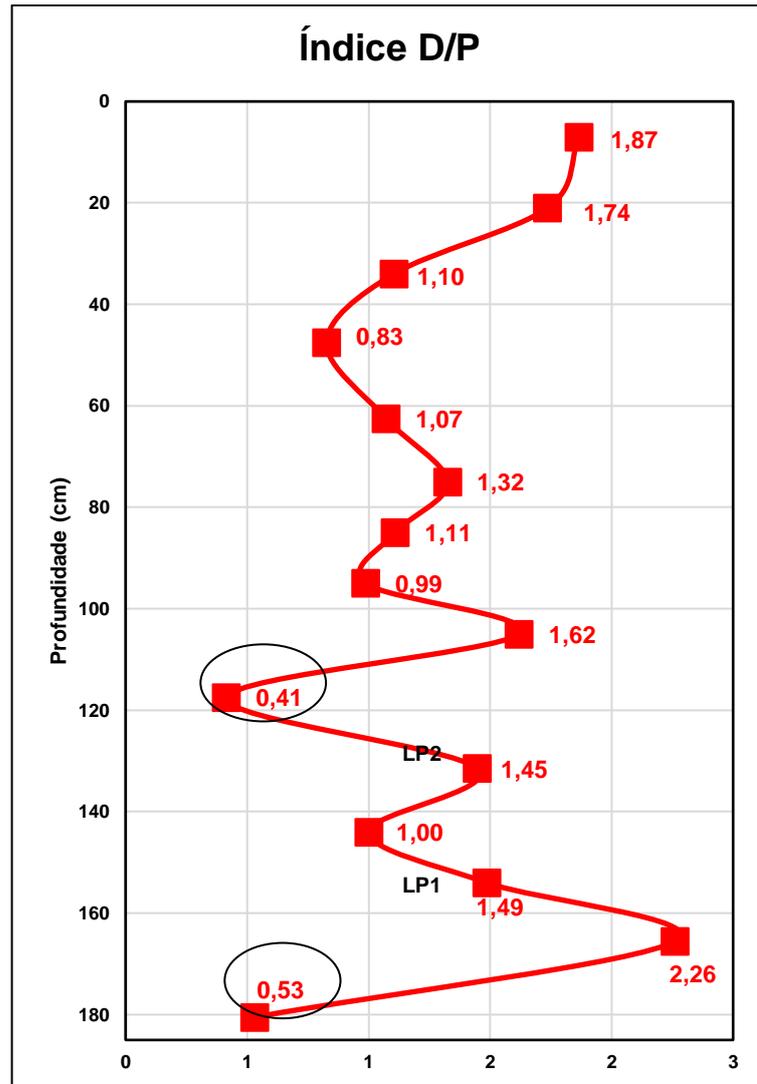


Figura 47: Índice D/P

Índice Bi

O índice Bi apresentou na maioria das amostras valores baixos a moderados (de 16% em 2BC1 a 49% no horizonte AP1). Apenas as amostras coletadas na base do perfil de solo 3CB1 (180 cm de profundidade) e B2 (117 cm de profundidade) apresentaram valores mais elevados (65 e 70% respectivamente), indicando um ambiente de maior estresse hídrico, corroborando com os valores correspondentes ao índice D/P, já que essas profundidades foram as que apresentaram a cobertura vegetal mais aberta (figura 48 e tabela 9).

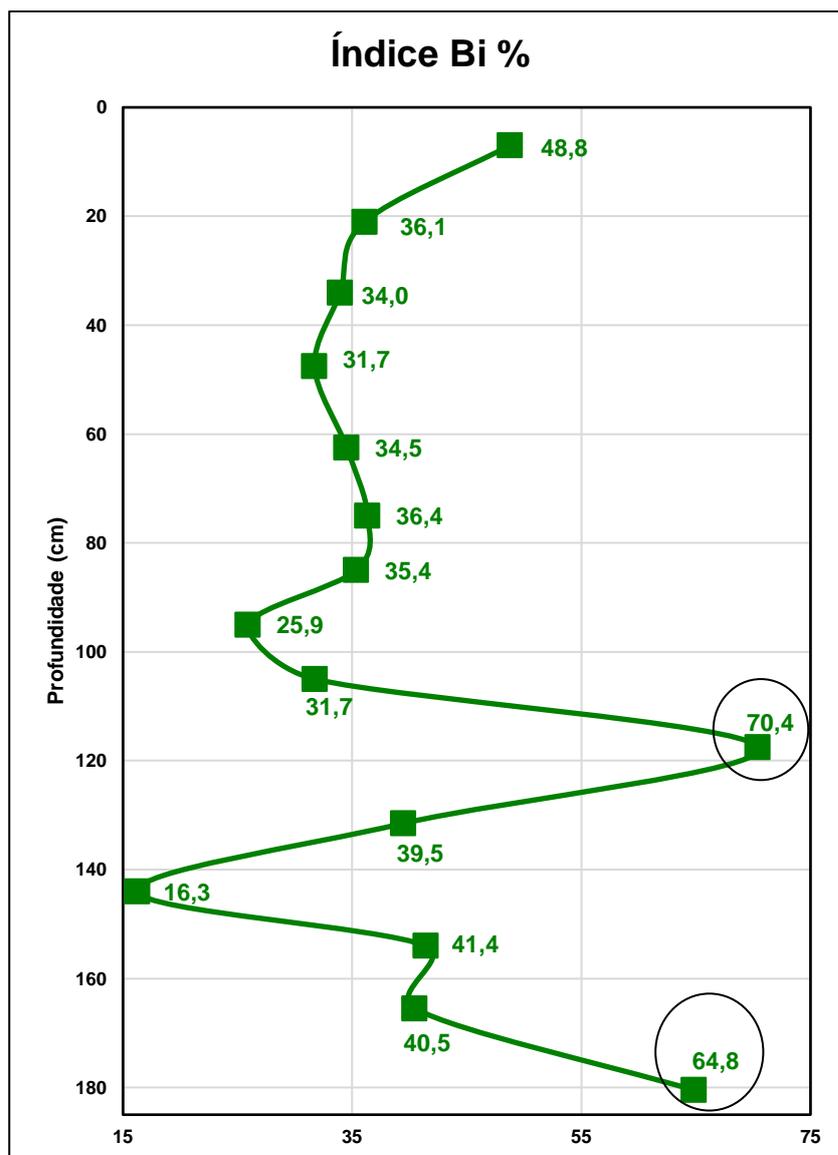


Figura 48: Índice Bi (%)

5.3 Análises Isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$)

Foram analisadas 11 amostras (tabela 9). Da base do perfil (188 cm) até 80-70 cm (horizonte BA) os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apontam para a predominância de plantas C3. A amostra do horizonte AB (55-40 cm) apresenta valores característicos de mistura de plantas C3 e C4 (com predomínio de plantas C3), sugerindo que este horizonte seja de transição para os dois subjacentes, A2 (28-14 cm), que apresenta valores ainda de mistura, mas praticamente só plantas C4, e o horizonte AP1 (14-0 cm), com valores $\delta^{13}\text{C}$ característicos de plantas C4.

O perfil de solo apresentou tendências ao enriquecimento em ^{13}C e, conseqüentemente, ambientes menos úmidos, da base para o topo (Figura 49).

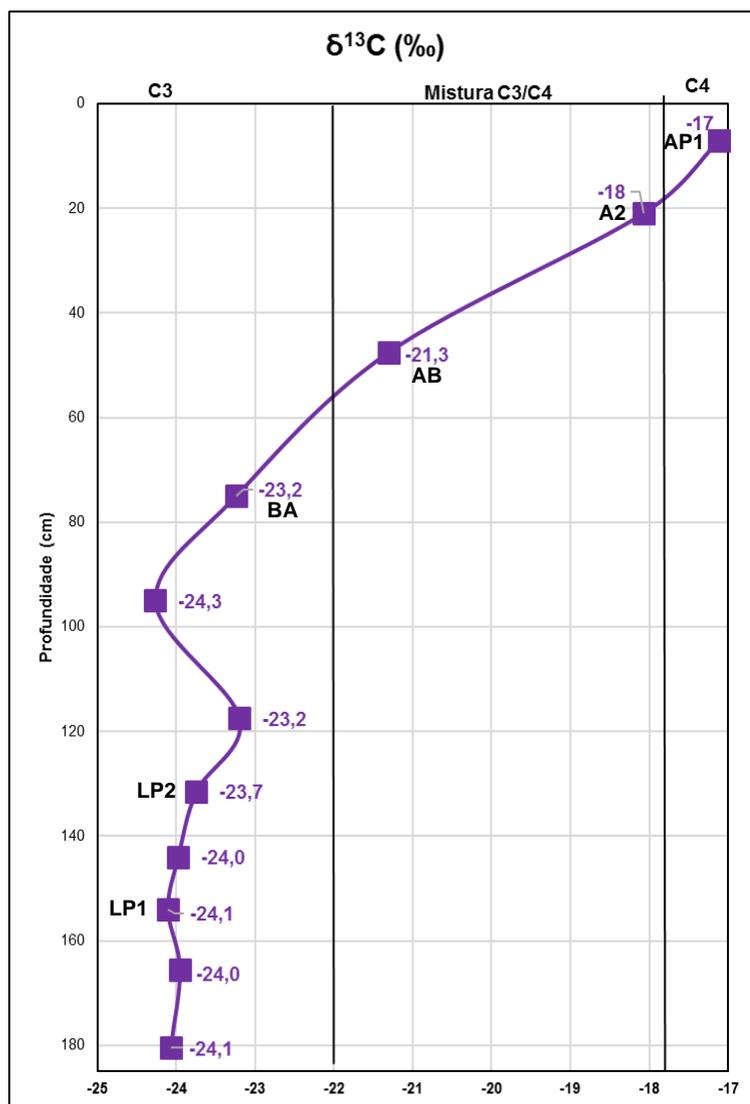


Figura 49: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ observados no perfil de solo.

5.4 Idades por ^{14}C -AMS do perfil de solo

Foram realizadas um total de 3 datações por ^{14}C -AMS: 150-158 cm de profundidade (linha de pedra 1), 125-132 cm de profundidade (linha de pedra 2), e a 40-55 cm de profundidade (horizonte AB). As idades C^{14} e calibradas estão apresentadas na tabela 10 e nas Figuras 50, 51, 52 e 53.

Tabela 10: Datações e calibrações do perfil de solo.

UGAMS#	Amostra	Horizonte e profundidade (cm)	Idade ^{14}C (anos)	Desvio (anos)	Idade cal máxima (anos AP)	Idade cal mínima (anos AP)	Idade cal média (anos AP)
28649	16P 10A 02	AB (10-55)	2822	23	3000	2860	2920
28650	16P 10A 06	Linha de pedra (125- 132)	7560	27	8410	8340	8380
28651	16P 10A 08	Linha de pedra (150- 158)	8007	30	9010	8760	8880

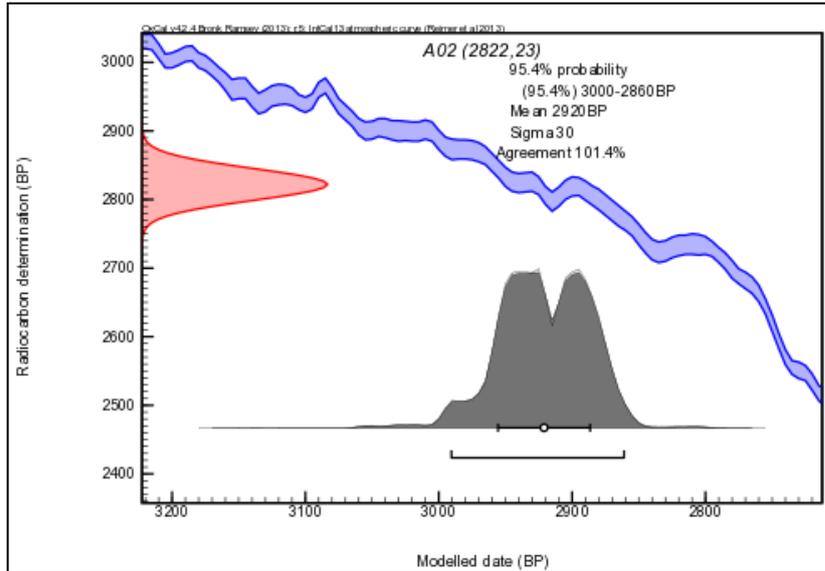


Figura 50: Idades calibradas: AB (40-55cm) – 3000-2860 anos cal AP – média: 2920 anos cal AP.

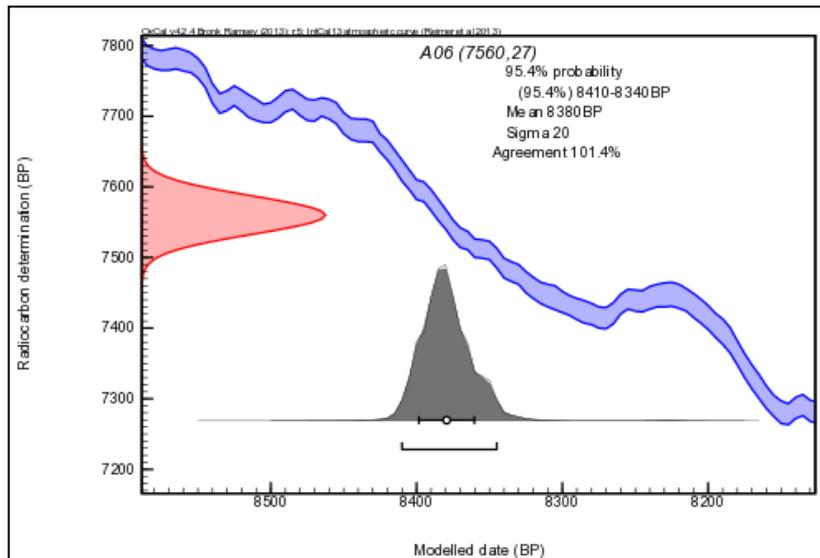


Figura 51: Idades calibradas: Linha de pedra 2 (125-132cm) – 8410-8340 anos cal AP.

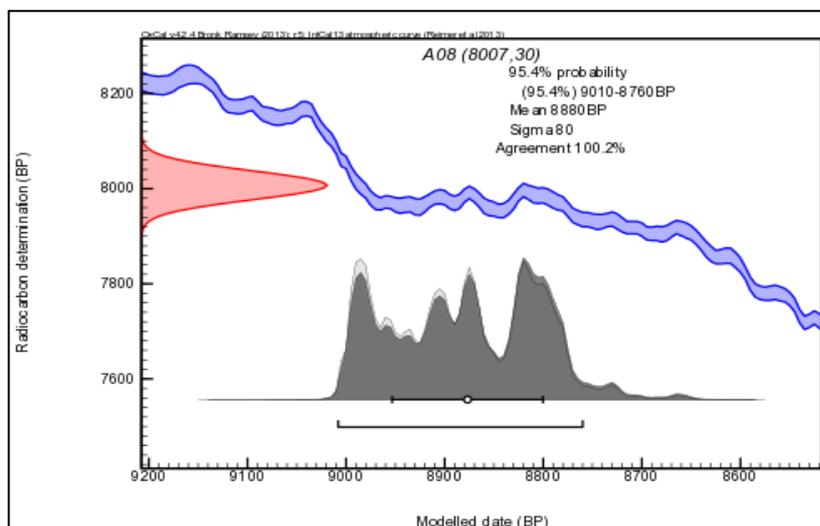


Figura 52: Idades calibradas Linha de pedra 1 (150-158cm) – 9010-8760 anos cal AP anos cal AP

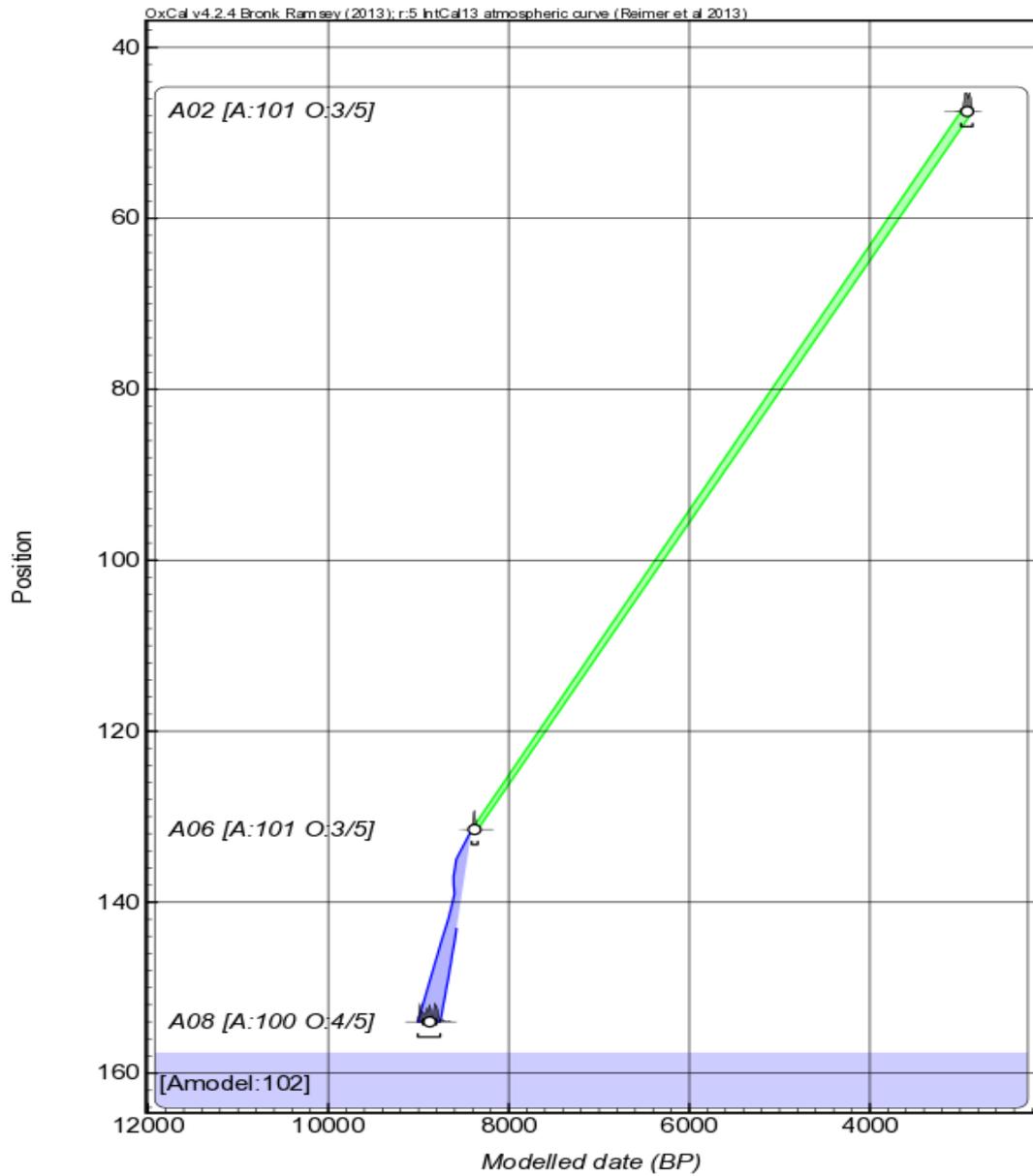


Figura 53: Idades calibradas distribuídas de acordo com a profundidade A02= AB; A06= Linha de pedra 1; A08= Linha de pedra 2.

6 SÍNTESE INTERPRETATIVA DOS RESULTADOS

As similaridades entre os resultados das análises referentes aos estoques, classificação, tipos e índices fitolíticos foram agrupados pelo programa de estatística de similaridade e agrupamento CONISS. Além desses dados agrupados pelo CONISS, foram também considerados os resultados granulométricos e isotópicos, permitindo a identificação de 5 zonas com características distintas ao longo do perfil de solo (figura 54).

Zona I (188 cm a 173 cm; anterior a 8880anos cal AP)

A Zona I, na base do perfil, de textura argilo arenosa, é caracterizada por um número elevado de fitólitos, fugindo ao padrão de decréscimo do estoque com a profundidade. Isto ocorre, provavelmente, em função do predomínio de fitólitos de Poaceae (56%), tipo de plantas consideradas as maiores produtoras de fitólitos (PIPERNO, 2006).

Os fitólitos estão bem conservados, apresentando as maiores porcentagens do perfil de *classified* (84%). Além disso, é nesta Zona que se observa a maior porcentagem no perfil de fitólitos de *short-cells* (27%), considerados os tipos mais frágeis.

O índice D/P é baixo (0,53) característico de formações vegetais abertas, tipo cerrado *stricto senso*. O valor obtido pela análise de $\delta^{13}\text{C}$ (-24‰) indica o predomínio de plantas C3 (BOUTTON, 1996), provavelmente gramíneas, como indicado pelas análises fitolíticas. O índice Bi é elevado (65%) em relação aos valores obtidos para esse perfil, indicando que houve estresse hídrico, sendo corroborado pelo D/P baixo, característico de uma vegetação mais esparsa. Outros autores corroboram esses resultados, como os valores de D/P menores que 1, os quais foram descritos para áreas de campos e cerrado no Brasil (e.g. ALEXANDRE *et al.*, 1999; CALEGARI, 2009; CALEGARI *et al.*, 2013; COE *et al.*, 2014a; BARROS *et al.*, 2016; AUGUSTIN *et al.*, 2014; CHUENG, 2015). Valores semelhantes de Bi foram encontrados por Lorente *et al.* (2015) em testemunho coletado na planície deltaica no norte do Espírito Santo; por Coe *et al.* (2014a), ao longo de um perfil de solo na bacia do Rio São João, região costeira do estado do Rio de Janeiro; por Barros *et al.* (2016), em sequências deposicionais no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais e por Augustin *et al.* (2014), em solos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Outros trabalhos associando análises fitolíticas e isotópicas encontraram valores semelhantes de $\delta^{13}\text{C}$ para áreas de cerrado e florestas estacionais, onde havia mistura de elementos arbóreos e herbáceos (BARROS *et al.*, 2016; COE *et al.*, 2014a; ALEXANDRE *et al.*, 1999; LORENTE *et al.*, 2015; CALEGARI, 2009, entre outros). Dessa forma, os índices D/P e Bi, respectivamente menor e maior que os da superfície,

além de uma maior porcentagem de fitólitos do tipo *trapeziform* sugerem um ambiente mais seco e frio que o atual. Barros *et al.* (2004), também no Médio Vale do Paraíba (SP), na região de Campo Alegre (SP), constataram que de 31.000 até cerca de 13.000 anos AP a vegetação era característica de um clima mais frio que atual e que entre 13.000 e 10.000 anos AP houve uma alternância de estiagem e de alta pluviosidade, com predomínio de savana/campo.

Esta Zona apresenta características de horizontes mais superficiais (maior quantidade de fitólitos e menor grau de alteração), sendo, provavelmente, resultado de uma pedogênese diferente da que gerou os demais horizontes do perfil. Além disso, sua posição em profundidade, imediatamente acima da rocha alterada, pode ter facilitado a acumulação de fitólitos, por percolação a partir dos horizontes acima.

Zona II (173 cm a 158 cm; anterior a 8880anos cal AP)

A Zona II, de textura argilo arenosa como a anterior, é caracterizada por um número elevado de fitólitos, porém menor que na Zona I. A conservação dos fitólitos é menor que na Zona I, porém superior a encontrada em menores profundidades. Entretanto, não foram observados fitólitos do tipo *short-cells*.

O índice D/P é o mais elevado do perfil (2,26), refletindo uma vegetação em mosaico constituída por elementos arbóreos e herbáceos, sugerindo um ambiente mais úmido do que o anterior, provavelmente do início do Holoceno. O índice Bi é baixo (29%), indicando pouco estresse hídrico e corroborando com condições ambientais de maior umidade. O valor obtido pela análise de $\delta^{13}\text{C}$ foi o mesmo da Zona anterior (-24‰), indicando o predomínio de plantas C3, mas que, nesse caso, de acordo com os tipos de fitólitos observados, devem ser provenientes de uma mistura de lenhosas (predominantes) e gramíneas C3. O aumento da umidade inferido para essa Zona pode ter provocado o aporte de materiais de locais mais elevados de encostas adjacentes por processos de erosão laminar. Esses colúvios podem ter enterrado o material da Zona I, favorecendo a preservação dos fitólitos.

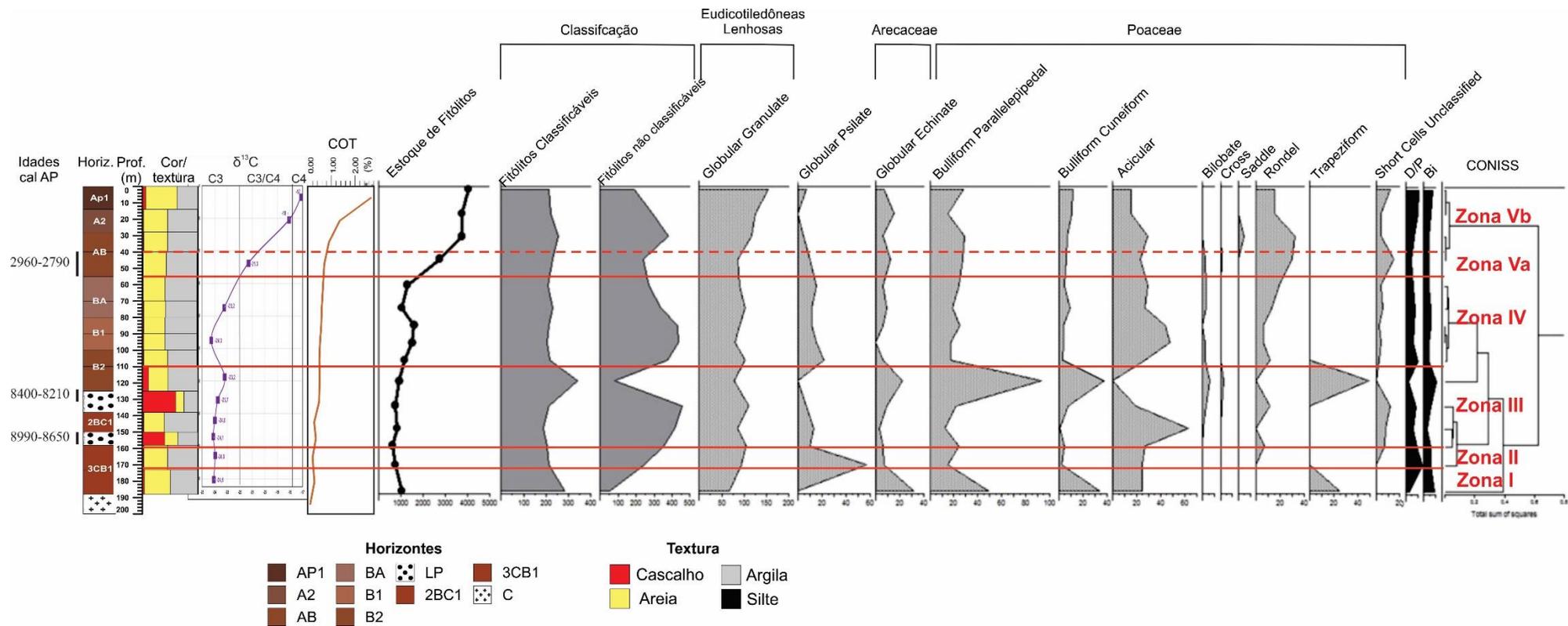


Figura 54: Resultados integrados das análises granulométricas, fitolíticas, isotópicas e zonas delimitadas para o perfil de solo estudado.

Zona III (158 cm a 110 cm; de 8880 anos cal AP a 8380 anos cal AP em 125 cm)

A Zona III inclui a Linha de Pedra 1 (158-150 cm), o horizonte 2BC1 (150-138 cm), a Linha de Pedra 2 (138-125 cm) e o horizonte B2 (125-110 cm), apresentando características texturais distintas do resto do perfil, com material mais grosseiro, incluindo as duas linhas de pedra, um horizonte argilo arenoso entre elas e um horizonte de areia cascalhosa acima da Linha de Pedra 2. Os menores estoques de fitólitos foram encontrados nas amostras coletadas nas duas linhas de pedra, provavelmente devido à granulometria mais grossa, que facilita a percolação dos fitólitos para as camadas inferiores (ALEXANDRE et al., 1997; COE et al., 2015). Além disso, por ser um período mais seco, a vegetação poderia ser mais escassa e o ambiente também podia não ser favorável à preservação dos fitólitos.

O D/P varia de 1,49 a 0,41, apresentando uma diminuição em relação à Zona II, indicando uma redução da umidade que atinge o máximo no horizonte B2, entre 125 e 110 cm. Apesar da redução na cobertura arbórea, a vegetação nas duas linhas de pedra continua sendo do tipo cerrado/cerradão (vegetação arbóreo-arbustiva). No horizonte B2 foi inferido o período de menor umidade do perfil, devido aos valores dos índices D/P (mínimo do perfil, característico de vegetações abertas) e Bi (maior estresse hídrico do perfil). Os valores obtidos pela análise do $\delta^{13}\text{C}$ foram semelhantes aos das Zonas anteriores (-24 e -23‰), indicando o predomínio de plantas C3, mas que, nesse caso, de acordo com os tipos de fitólitos observados, devem ser provenientes de uma mistura de lenhosas e gramíneas C3. Apesar dos valores do D/P nas profundidades de 158 a 125 cm serem iguais ou superiores a 1 e semelhantes aos encontrados em outras zonas do perfil, a granulometria desta zona, com predomínio de cascalho e formação de duas Linhas de pedra, indica provavelmente um clima com chuvas concentradas, com dinâmica erosiva de grande competência, capaz de transportar materiais mais grosseiros, inclusive grande quantidade de seixos.

Nesta zona, ocorreu a formação das duas linhas de pedra. A hipótese mais provável para a gênese de ambas, de acordo com as condições paleoambientais inferidas, é a autóctone por coluvionamento (MOUSINHO e BIGARELLA, 1965 *apud* HIRUMA, 2007; PENTEADO, 1969 *apud* SANTOS *et al.*, 2010b; RIQUIER, 1969; BIGARELLA *et al.*, 1994 *apud* SANTOS *et al.*, 2010b). Esses autores demonstraram que, durante os processos de movimento de massa sob condições de saturação por água, os fragmentos de rochas geralmente dispersos tenderiam a se concentrar em uma faixa. Dessa forma, a formação das linhas de pedra pode estar relacionada a eventos secos, no entanto com chuvas concentradas em determinados períodos do ano, como teorizado por Bigarella e Becker (1976), as quais devem ter acarretado o

coluvionamento vertente abaixo, com pouco retrabalhamento dos materiais e carreada de materiais finos, deixando uma mistura entre eles, com predomínio de seixos, que são angulosos a subangulosos (figura 42). O primeiro evento ocorreu há cerca de 8.880 anos cal AP e formou a primeira linha de pedra, entre 158 e 150 cm de profundidade. O segundo ocorreu há 8.380 anos cal AP, e formou a segunda linha de pedra, entre 138 e 125 cm de profundidade. Esse período mais seco e de dinâmica erosiva mais intensa pode ser observado até o horizonte B2 (125-110 cm), devido a sua elevada quantidade de cascalho (10%) e D/P mais baixo. Trabalhos como os de DePloey (1964) *apud* Hiruma (2007) e Ab'Sáber (1962) relacionam a formação das linhas de pedra a períodos mais secos e eventos de chuvas concentradas, o que pôde ser observado pelos resultados das análises fitolíticas, e sobre a transportabilidade dos seixos e os efeitos da cobertura de cascalho no escoamento superficial e na intensidade de erosão pluvial.

A camada 2CB1 (150-138 cm), entre as duas linhas de pedra, com textura argilo arenosa, formou-se provavelmente num período marcado pela ausência de grandes eventos erosivos, permitindo o acúmulo de material mais fino.

Zona IV (110 cm a 55 cm; anterior a 2.920 anos cal AP)

A Zona IV inclui os horizontes B2 (110-100 cm), B1 (100-90 cm), B1 (90-80 cm) e BA (80-70 cm) e BA (70-55 cm), com textura argilo arenosa.

Os estoques de fitólitos seguem a tendência normal de aumento em direção à superfície, com uma redução no horizonte BA, que talvez seja devida a um aumento na fração cascalho desse horizonte em relação ao horizonte subjacente, não favorecendo a retenção dos fitólitos.

O índice D/P indicou uma vegetação de cerrado com mistura de vegetação arbórea e herbácea, com um máximo de adensamento (1,62) em B2 (110-100 cm) e um mínimo (0,99) em B1 (100-90 cm). O Bi praticamente não variou em toda a Zona, com valores não muito elevados (entre 26 e 36%). O mesmo aconteceu em relação aos resultados isotópicos, que se mantiveram semelhantes aos das zonas anteriores (-24‰ e -23‰).

Zona V (55 cm até a superfície; anterior a 2920 anos cal AP até o presente)

A Zona V é subdividida em duas: Va - horizonte AB (55-40 cm); Vb - horizontes AB (40-28 cm), datado em 2920 anos cal AP, A2 (28-14 cm) e AP1 (14-0 cm).

Em toda a Zona V os estoques de fitólitos aumentam em direção ao topo, seguindo o padrão normal de distribuição com a profundidade. A textura é argilo arenosa nos horizontes AB e A2 e areia argilosa no horizonte AP1. O índice Bi é semelhante ao da Zona IV (entre 32 e 36%), com exceção de um aumento (49%) no horizonte AP1.

Na Zona Va o índice D/P diminui em relação à Zona anterior, sendo inferior a 1 (0,83), indicando uma vegetação de cerrado mais aberta, com predomínio de herbáceas. Esse resultado é corroborado pelo valor de $\delta^{13}\text{C}$ (-21‰), característico de mistura de plantas C3 e C4. Essa subzona sugere um episódio mais seco, ocorrido em 2920 anos cal AP.

Na Zona Vb o índice D/P aumenta em relação à Zona IV e à subzona Va progressivamente em direção da superfície (de 1,74 a 1,87), indicando um aumento da umidade após 2.920 anos cal AP. Esses resultados se distinguem das análises $\delta^{13}\text{C}$, que apontam valores de predomínio de plantas C4 (-18 e -17‰). Entretanto, por serem os horizontes mais superficiais, são os mais sujeitos à ação antrópica. A vegetação atual é composta de pastagens onde predomina a Poaceae *Brachiaria*, de metabolismo C4 (AROEIRA *et al.*, 2005), e remanescentes florestais, que explicariam a mistura de fitólitos de lenhosas e herbáceas. Resultados semelhantes também foram encontrados na Lagoa Salgada (RJ), onde Toledo (1998) detectou fases secas e úmidas. Em 3.000 anos AP, observou uma fase úmida e 2.540 anos AP uma fase seca com a presença de táxons de vegetação de campo, após 2540 anos AP propôs um máximo de umidade.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esse trabalho objetivou contribuir para o conhecimento das condições paleoambientais associadas à ocorrência de linhas de pedra no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, através dos indicadores fitólitos e isótopos de Carbono. Foi um trabalho pioneiro na utilização deste tipo de *proxy* para esta finalidade.

As análises fitolíticas e isotópicas não identificaram mudanças no tipo de formação vegetal durante o período observado, ou seja, a vegetação foi sempre de cerrado, apresentando somente mudanças em sua composição (mais ou menos arbustos ou herbáceas), decorrente de períodos relativamente mais secos ou mais úmidos.

As análises fitolíticas, associadas à integração de dados pedológicos, isótopos estáveis de carbono e de datações por ^{14}C -AMS, permitiram obter inferências sobre o tipo de vegetação, clima e formação das linhas de pedra.

O cenário de evolução da área de estudo identificou uma primeira fase, anterior a 8880 anos cal AP, com um ambiente mais seco e mais frio que o atual e vegetação esparsa, seguida de uma fase também anterior a 8880 anos cal AP, com um ambiente mais úmido e vegetação mais arbórea.

Uma terceira fase foi identificada em 8880 anos cal AP como um período mais seco que o anterior. Nesta fase se dá a formação da primeira linha de pedra, atribuída à hipótese de coluvionamento atrelado a um período de chuvas concentradas, com competência para transportar material mais grosseiro.

Entre 8880 e 8380 anos cal AP, foi identificado período mais seco que o da formação da linha de pedra 1, porém sem eventos erosivos, permitindo o acúmulo de material mais fino. Em 8380 cal AP ocorre a formação da segunda linha de pedra, também pela hipótese de coluvionamento em um período mais seco com chuvas torrenciais.

Segue-se a essa fase de formação da segunda linha de pedra um período, anterior a 2920 anos cal AP, com vegetação de cerrado com mistura de vegetação arbórea e herbácea. A partir de 2920 cal AP até o presente, as análises fitolíticas inferem um ambiente progressivamente mais úmido.

O estudo apresentou algumas limitações, como a escassez de fitólitos mais frágeis, do tipo *short-cells*, o que não permitiu o cálculo de alguns índices fitolíticos como o Iph e o Ic. Apesar disso, os resultados foram muito promissores para a utilização de fitólitos na inferência de condições paleoambientais que ocasionaram a formação de linhas de pedra.

Desta forma, a conclusão desta dissertação não significa a finalização das pesquisas na área de estudo. É necessária, entretanto, a continuidade dos estudos para uma maior precisão dos resultados obtidos até agora e comprovação das hipóteses estabelecidas. Além de complementar os resultados obtidos com outras análises pedológicas, geomorfológicas e datações por ^{14}C , outros perfis de solo onde se observam linhas de pedra devem ser analisados.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. Curitiba, *Boletim da Universidade do Paraná, Geografia Física*, v.2, p.1-32, 1962.
- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J. D., LÉZINE, A. M., VINCENS, A., SCHWARTZ, D. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.136, n.1-4, p.213-229, 1997.
- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J. D., MARIOTTI, A., SOUBIES, F. Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope Record from a Latosol at Salitre, South-Central Brazil. *Quaternary Research*, v.51, n.2, p.187-194, 1999.
- AROEIRA, L. J. M.; PACIULLO, D. S. C.; Lopes, F. C. F.; MORENZ, M. J. F.; SALIBA, E. S.; SILVA, J. J.; DUCATTI, C. Disponibilidade, composição bromatológica e consumo de matéria seca em pastagem consorciada de *Brachiaria decumbens* com *Stylosanthes guianensis*. *Pesq. agropec. bras.*, Brasília, v.40, n.4, p.413-418, abr. 2005.
- BARROS, M. A.; BARTH, O. M.; MELLO, O. A. MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O. História recente da vegetação e o uso da terra no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, Brasil: Uma abordagem palinológica. *Leandra*, Rio de Janeiro, v.15, p. 47-57, 2000.
- BERRY, L.; RUXTON, B. P. Notes of weathering zones and soils of granite rocks in two tropical regions. *Journal Soil Sciences*, v. 10, p. 54-63, 1959.
- BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D. International Symposium on the Quaternary. Curitiba: UFPR, *Bol. Paran. Geociên.*, 33, 370 p., 1975.
- BLINNIKOV, M.; BUSACCA, A.; WHITLOCK, C. Reconstruction of the late Pleistocene grassland of the Columbia basin, Washington, USA, based on phytolith records in loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.177, n.1-2, p.77-101, 2002.
- BOURGEAT, F.; PETIT M. Les “stone-lines” et les terrasses alluviales des hautes terres malgaches. *Cahiers ORSTOM Série Pédologie*, vol. IV, n. 2, p.3-19, 1966.
- BOUTTON, T.W. Stable carbon isotopes ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W., Yamasaki, S.I. (eds.) *Mass spectrometry of soils*. Marcel Dekkerp, New York, p. 47-82, 1996.
- BREMOND, L. *Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structures des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation. 2003*(*Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structures des végétations et variables bioclimatiques actuelles, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation*). Thèse de Doctorat en Géosciences de l'environnement, direction J. GUIOT, Université Aix-Marseille III, 2003.
- BREMOND, L., ALEXANDRE, A.; HÉLY, C.; GUIOT, J.A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Change*, v. 45, n.4, p.277-293, 2005.
- BREMOND, L., ALEXANDRE, A.; WOOLLER, M. J.; HÉLY, C.; WILLIAMSON, D.; SCHÄFER, P. A.; MAJULE, A.; GUIOT, J. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. *Global and Planetary Change*, v.61, p.209–224, 2008.

BRONK RAMSEY, C., & LEE, S. Recent and Planned Developments of the Program OxCal. *Radiocarbon*, v.55, p. 720-730, 2013.

CABANES, D; WEINERA, S; SHAHACK-GROSS, R. Stability of phytoliths in the archaeological record: a dissolution study of modern and fossil phytoliths. *Journal of Archaeological Science*. DOI: 10.1016/j.jas.2011.05.020. September 2011.

CALDAS, A. J. F. S. *Geoprocessamento e análise ambiental para determinação de corredores de habitat na Serra da Concórdia, Vale do Paraíba – RJ*. Dissertação de Mestrado. Instituto de florestas. UFRRJ, Seropédica, 2007.

CAMPOS, J. D. *Cobrança pelo uso da água nas transposições da bacia do Rio Paraíba do Sul envolvendo o setor elétrico*. Tese de doutorado. Coppe – UFRJ. Rio de Janeiro, 2001. Disponível em: <<http://www.ceivap.org.br/downloads/31.pdf>>

CLIMATE-DATA.ORG. Clima Barra do Piraí. Disponível em: <<http://pt.climate-data.org/location/4054/>>. Acesso em 28 ago. 2015.

COE, H. H. G. *Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Búzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário*. Tese de Doutorado: UFF, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.

COE, H. H. G.; RAMOS, Y. B. M.; SANTOS, C. P.; SILVA, A. L. C.; SILVESTRE, C. P.; BORRELLI, N. L.; SOUSA, L. O. F. Dynamics of production and accumulation of phytolith assemblages in the Restinga de Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. *Quaternary International*, v. 388-89, p. 1-12, 2015.

COHEN, K. M.; FINNEY, S. C., GIBBARD, P.L., FAN, J. X. The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes*, v. 36, n. 3, p. 199-204, 2013.

COLLINET, J. Contribution a l'étude des "stone-lines" dans la région du Moyen-ogooué (Gabon). *Cahiers ORSTOM Série Pédologie*, vol. VII, n.1, p. 3-42, 1969.

CPRM- Cia. de Pesquisa de Recursos Minerais. *Nota Explicativa Integrada das folhas Santa Rita do Jacutinga, Barra do Piraí, Volta Redonda e Angra dos Reis e Mapa Geológico na escala 1:100.000 da Folha Angra dos Reis (SF.23-Z-C-II)*. Rio de Janeiro: UERJ/CPRM, p.173, 2007.

DELHON, C., ALEXANDRE, A.; BERGER, J. –F.; THIÉBAULT, S.; BROCHIER, J. L.; MEUNIER, J. D. Phytolith assemblages as a promising tool for reconstructing Mediterranean Holocene vegetation. *Quaternary Research*, v.59, n.1, p.48-60, 2003.

DULEBA, W.; PETRI, S. & COIMBRA, J.C.S. Foraminíferos, tecamebas e ostracodes sub-recentes e fósseis do Quaternário do Brasil. *Revista do Instituto de Geologia USP*, Publicação Especial, v.2, n.1, p.1-24, 2003.

ELISEU, V. As cidades mortas do Vale do Paraíba. Anais do XVI Encontro de Iniciação Científica e I Encontro de Iniciação em Desenvolvimento Tecnológico e Inovação da PUC-Campinas. 27 e 28 de setembro de 2011. Disponível em: https://www.puccampinas.edu.br/websist/portal/pesquisa/ic/pic2011/resumos/2011826_15335_924970687_resane.pdf Acessado em: Acesso em 28 ago. 2016.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Manual de métodos de análise de solo. 2.ed. Rio de Janeiro, p. 212, 1997.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Sistema brasileiro de classificação de solos. 2. ed., Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2011.

- FARIAS, R. F. A química do tempo: carbono 14. *Qnesc*, v.16, 6-8, Novembro, 2002.
- FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, v. 27, n. 1, p.3-26, 1957.
- FRANCISCO, J. A. S.; LIMA, A. A.; ARÇARI, D. P. Datação por Carbono. *UNIFIA*, 2011.
- FREDLUND, G. G.; TIESZEN, L. L. Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. *J. Biogeogr.*, v.21, p.321-335, 1994.
- FREITAS, H. A., *et al.* Florestas x Savanas no passado da Amazônia. In: *Ciência Hoje*. Vol.32. nº 189, p. 40-46, 2001.
- GARRONE, R.; SIMPSON, T.L. & POTTU-BOUMENDIL, J. Ultrastructure and deposition of silica in sponges. In: SIMPSON, T.L. & VOLCANI, B.E., eds. *Silicon and siliceous structure in biological systems*. New York, Springer-Verlag, p. 453-493, 1981.
- GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.
- HIRUMA, S.T. Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 27-28, n.1-2, p. 53-64, 2007.
- JONES, R.L. Note on occurrence of opal phytoliths in some Cenozoic sedimentary rocks. *Journal of Paleontology*, v.38, n.4, p. 773-775, 1964.
- KONDO, R.; CHILDS, C.; ATKINSON, I. *Opal Phytoliths of New Zealand*: Manaaki Whenua Press, 85 p., 1994.
- KORNDÖRFER, G.H. & H.S. PEREIRA. Papel do silício na citricultura. *Rev. Citricultura Atual*. Cordeirópolis/SP. V.4, n.25, p.16-18, 2001.
- LE COHU, M.C. Examen au Microscope Electronique à Balayage des cônes de silice chez les Cypéracées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v.277, p.1301-1303, 1973.
- LEAL, M. G. & LORSCHREITER, M. L. Pólen, esporos e demais palinóforos de sedimentos holocênicos de uma floresta paludosa, Encosta Inferior do Nordeste, Rio Grande do Sul, Brasil. *IHERINGIA, Sér. Bot.*, Porto Alegre, v. 61, n. 1-2, p. 13-47, jan./dez. 2006.
- LEPSCH, I. F. *Formação e conservação dos solos*. 2. ed. São Paulo. Oficina de Textos, 2010.
- LEPSCH, I. F. *19 lições de Pedologia*. São Paulo. Oficina de Textos, 2011.
- MADELLA, M. Phytoliths: a terrestrial botanical dataset for palaeoenvironmental reconstructions. *Geophysical Research Abstracts*, Katlenburg-Lindau, v. 9, 2007.
- MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, v.96, p.253-260, 2005.
- MULHOLLAND, S. C. Phytolith Shape Frequencies in North Dakota Grasses: A Comparison to General Patterns. *Journal of Archaeological Science*, v.16, p.489-511, 1989.
- OLLENDORF, A. L. Archeological implications of a phytolith study at Tel Mique (Ekron), Israel. *J. Field Archaeol.*, v.14, p.453-463, 1987.
- OLIVEIRA, F.M. *Aplicações de Espectrometria de Massa com aceleradores na Biologia Marinha*. 2012. 114 p. Tese de Mestrado, Física - UFF, Niterói, 2012.
- OSTERRIETH, M. *Rol e importancia del estudio de las biomineralizaciones en Biología, Geología y Arqueología*. Curso ministrado no 7th International Meeting on Phytolith Research, Mar del Plata, 2008.

- PASSOS, J. R.; FILHO, M. C. Identificação de Linha de Pedra em Guarapuava – PR. Ponta Grossa, *Terra Plural*, v.9, n.1, p.102-118, jan/jun. 2015.
- PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FREITAS, H. A.; YBERT, R. S. Isótopos do Carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. G., *et al.* (Ed.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos Editora, p.75-93, 2005.
- PETTIJOHN, F. J. *Sedimentary Rocks*. 3 ed. *Harper and Row Publishers*, p. 68-81, 1975.
- PEZZO, M. O assunto é datação por Carbono 14. In: *Univerciência*, p.4-6, Dezembro/ 2002.
- PINTO, B. C. T. *Condicionantes ambientais e estruturadoras das assembleias de peixes da bacia do rio Paraíba do Sul: Condição do uso da terra, do habitat físico e da qualidade físico-química da água*. Tese de doutorado. Biologia Animal. Seropédica: UFRRJ, 2008.
- PIPERNO, D. R. *Phytoliths Analysis: an archaeological and geological perspective*. San Diego: Academic Press, 1988.
- PIPERNO, D. R. The status of phytolith analysis in the American tropics. *Journal of World Prehistory*, v. 5, n. 2, p. 155-191, 1991.
- PIPERNO, D. R. Phytolith analysis and tropical paleo-ecology: Production and taxonomic significance of siliceous forms in new world plant domesticates and wild species. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.45, n.3-4, p.185-228, 1985.
- PIPERNO, D. R. *Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists*. New York: Altamira Press, 2006.
- PORTO, C. G. Intemperismo em Regiões Tropicais. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. (org.) *Geomorfologia e meio ambiente*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 25-58, 2003.
- RADAMBRASIL. *Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, v.32, p. 780, 1983.
- REBOTIM, A. S. *Foraminíferos planctônicos como indicadores das massas de água a norte e a sul da frente/corrente dos açores: evidências de dados de abundância e isótopos estáveis*. Dissertação. Ciências Biomédicas de Abel Salazar. Universidade do Porto. 2011.
- RICCOMINI, C., SANTANNA, L. G., FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., DAL RÉ CARNEIRO, C., BRITO NEVES, B. B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p.383-405, 2004.
- RIQUIER, J. Contribution a l'étude des "stone-lines" en regions tropicale et équatoriale. *Cahiers ORSTOM Série Pédologie*, vol. VII, n. 1, p. 71-109, 1969.
- RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in central Africa —quantities, shapes, classification, and spectra. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.107, n.1-2, p.23-53, 1999.
- SALGADO-LABOURIAU, M. L. *História Ecológica da Terra*. 2. ed. São Paulo: Edgar Blucher, 1994.
- SANTOS, R. A. *História Paleoambiental Neoplestocena-Holocena do vale do Médio Vale do Paraíba do Sul, Estado de São Paulo, com base na análise da palinoflora*. Dissertação de Mestrado – Universidade de Guarulhos, Pós-graduação em análise Geoambiental, 2009.
- SANTOS, C. T. N. *Reconstrução das condições paleoambientais e paleoclimáticas no estuário do Tejo durante o Holocénico (~ 12000 anos)*. Dissertação de Mestrado. Ciências do Mar – Recursos Marinhos. Universidade do Porto. Protugal, 2010a.

- SANTOS, L. J. C; SALGADO A. A. R; RAKSSA M. L; MARRENT B. R. Gênese das Linhas de Pedra. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.11, 2, 103-108, 2010b.
- SANTOS, R. D., LEMOS, R. C., SANTOS H. G., KER, J. C., ANJOS, L. H. C. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005.
- SEGALEN, P. Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique. *Cahiers ORSTOM Série Pédologie*, vol.VII, n. 1, p.113-131, 1969.
- SCURFIELD, G., ANDERSON, C. A., SEGNET, E. R. Silica in wood stems. *Aust. J. Bot.*, v.22, p.211-229, 1978.
- SENNA J. F. O aproveitamento múltiplo do rio Paraíba do Sul. *Revista MEMO*, n. 7, p.34-36, 2011. <<http://www.revistamemo.com.br>>. Acesso em: 12 ago. 2015.
- SILVA, V. V. *Médio Vale do Paraíba do Sul: Fragmentação e Vulnerabilidade dos remanescentes da Mata Atlântica*. Dissertação de Mestrado. Pós-graduação em ciência Ambiental. UFF, Niterói, 2002.
- SILVA, K. C., PAROLIN, M., BISSA, W. M. Espículas de esponjas vs variações do nível relativo do mar na região de Iguape, sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia* V 15 n. 3, p. 319-326, Set/Dez. 2012.
- SOS MATA ATLÂNTICA. Atlas dos remanescentes florestais da Mata Atlântica. Disponível em: <http://mapas.sosma.org.br/site_media/download/atlas_2014-2015_relatorio_tecnico_2016.pdf> Acesso em 03/05/2015.
- SOUZA, C. R. G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A. M. S. DE OLIVEIRA, P. E. *Quaternário do Brasil*. Holos Editora, Ribeirão Preto, São Paulo, p.382, 2005.
- THIAGO, L. E. U. S., BARROS, M. A., BARTH, O. M. Deposição palinológica atual em sedimentos de superfície do solo no médio vale do rio Paraíba do Sul (Estados de São Paulo e Rio de Janeiro). *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 55-64, 2007.
- TOLEDO, M. B. Evolução ambiental da Lagoa Salgada, sudeste do Brasil, com base em estudos palinológicos. Rio de Janeiro. *Revista Universidade Guarulhos, Geociências* V, p. 156-159, 1998.
- TOMAZELLO FILHO, M; BOTOSSO, P. C.; LISI, C. S. Análise e aplicação dos anéis de crescimento das árvores como indicadores ambientais: dendrocronologia e dendroclimatologia. In: MAIA, N. B., MARTOS, H. L.; BARRELLA, W. *Indicadores ambientais: conceitos e aplicações*. São Paulo: Educ. p. 117-143, 2001.
- TOTTI, M. E. F. *Gestão das Águas na Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul: Governança, Instituição e Atores*. Tese de Doutorado. Programa de Ecologia e Recursos Naturais. UENF, Campo dos Goytacazes, 2008.
- TUCKER, M. *Sedimentary Rocks in the Field*. John Wiley & Sons Ltd, 3 ed., 236 p. 2003.
- TWISS, C. Dust deposition and opal phytoliths in the Great Plains. *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences*, v. XI, n. special issue, p.73-82, 1969.
- TWISS, P. C. Grass-opal phytoliths as climatic indicators of the Great Plains Pleistocene. In: JOHNSON, W.C. *Quaternary Environments of Kansas*. Kansas Geology, Survey Guidebook, v.5, p.179-188, 1987.
- TWISS, C. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In: G. RAPP, J.; MULHOLAND, S. C. (Ed.). *Phytolith Systematics*. New York: Plenum Press, 1992.

- VELOSO, J. F. Considerações sobre a análise granulométrica de sedimentos praias. *Dissertação*. Programa de Engenharia Oceânica da COPPE. UFRJ, Rio de Janeiro, 2001.
- VENTURA, A. Problemas técnicos da silvicultura paulista. *Silvicultura em São Paulo*, v.3, p.61-80, 1964.
- VILANO, W. F. *Aspectos Biogeográficos e Paleogeográficos de Costões rochosos de Ubatuba – São Paulo*. Dissertação. Departamento de Geografia Física–USP, São Paulo, 2013.
- VRYDAGHS, L.; DOUTRELEPONT, H. Analyses phytolithariennes: acquis et perspectives. In: (EDITORS), S. S.-V. M. S. (Ed.). *Dynamiques à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. Paris: UNESCO, 2000.
- WALLIS, L. An overview of leaf phytolith production patterns in selected northwest Australian flora. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.125, p.201-248, 2003.
- WATERS, Colin N. et al. The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science*, v. 351, n. 6269, p. 22-26, 2016.
- WELLE, B. J. H. On the occurrence of silica grains in the secondary xylem of the Chrysobalanaceae. *Iawa Bull.*, v.2, p.19-29, 1976.