

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

GÊNESE E DISTRIBUIÇÃO DAS SILICIFICAÇÕES NOS
PALEOSSOLOS E ROCHAS SEDIMENTARES AFLORANTES
EM MANAUS

KATHERINE ANDREA LEÓN PALMA

MANAUS – AM

2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

KATHERINE ANDREA LEÓN PALMA

**GÊNESE E DISTRIBUIÇÃO DAS SILICIFICAÇÕES NOS
PALEOSSOLOS E ROCHAS SEDIMENTARES AFLORANTES
EM MANAUS**

**Dissertação apresentada ao programa de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal do Amazonas, como
requisito para obtenção do Título de Mestre
em Geociências. Área de Concentração
Geologia Sedimentar.**

Orientador: Prof. Dr. Ingo Daniel Wahnfried

MANAUS – AM

2014

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

P171g Palma, Katherine Andrea León
Gênese e distribuição das silicificações nos paleossolos e rochas sedimentares aflorantes em Manaus / Katherine Andrea León
Palma. 2014
118 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Ingo Daniel Wahnfried
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Amazonas.

1. Arenito-Manaus. 2. Paleossolos. 3. Silcretos. 4. Bacia do Amazonas. I. Wahnfried, Ingo Daniel II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

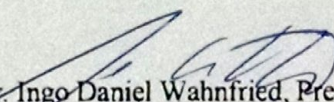
KATHERINE ANDREA LEÓN PALMA

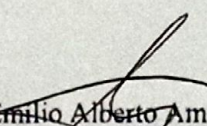
“GÊNESE E DISTRIBUIÇÃO DAS SILICIFICAÇÕES NOS PALEOSSOLOS E
ROCHAS SEDIMENTARES AFLORANTES EM MANAUS”

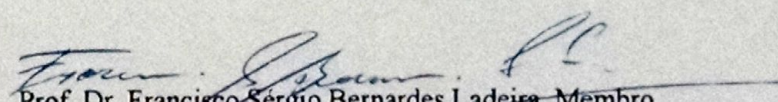
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

Aprovado em 31 de outubro de 2014.

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Ingo Daniel Wahnfried, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas


Prof. Dr. Emilio Alberto Amaral Soares, Membro.
Universidade Federal do Amazonas


Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira, Membro.
Universidade Estadual de Campinas

Em homenagem à minha querida mãe, Edna Clarena e sempre amada avó Margarita,
a vocês devo tudo o que sou.

Em memória do meu pai, Jairo León Patiño e avó Elisa Patiño de León, suas
lembranças nunca abandonaram meu coração.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Amazonas por toda a infraestrutura disponibilizada através do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO), assim como a aos professores deste programa, por sua constante colaboração.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo para a execução deste trabalho.

À Companhia de pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) pela disponibilidade dos seus técnicos, laboratórios e material.

Ao meu orientador Prof. Dr. Ingo Wahnfried, pela sua ajuda, críticas e sugestões no desenvolvimento deste trabalho.

Ao meu prezado Prof. Dr. Medard Thiry, grande pesquisador-naturista francês, quem como um pai paciente, me ensinou, orientou e corrigiu. Obrigada pelas importantes discussões na finalização deste trabalho, pelo incentivo e por acreditar em mim. *Vous avez pris ma connaissance de la main, donc ma reconnaissance sera éternelle.*

À Prof. Dra. Renata Netto ajuda no reconhecimento dos ichnofósseis.

Aos Profs. Drs. Karin Goldberg e Luiz Fernando de Ros, pelas orientações iniciais na petrologia e diagênese.

Ao Prof. Dr. Lucindo Antunes Filho pelas horas de ensinamentos e discussões sedimentológicas, mas principalmente pela sua amizade, Obrigada!

À família Salazar Velásquez, pelo recebimento no Brasil, pela sua ajuda e constante disponibilidade.

À família Otto Sabbá, por me cuidar e ajudar durante a recuperação da minha lesão.

À minha família de Rugby Brasileira, principalmente ao meu time Dessana – Grua. Vocês fizeram de meus sábados e, em geral, de minha permanência no Brasil uma experiência inesquecível, valeu galera!.

À meu filho brasileiro Snow León Sabbá, por seu carinho, amor e companhia nas longas noites de leitura.

Aos meus amigos Astrid, Cesar, Silvia, Alda, e demais colegas colombianos, pelos momentos de descontração durante este tempo. Principalmente a minha *roommate* Astrid, pelas histórias, risos e gargalhadas.

À minha família na Colômbia, minha avó, mãe e meus irmãos Juanpis e David, pela inspiração diária, incentivo constante, amor e ajuda total.

À minha linda, Jess Sabbá, por sua amizade, companhia, atenção, compreensão, e amor incondicional. *Tu eres la prueba de que los ángeles existen.*

“Ser honesto puede ser que no te dé muchos amigos, pero te dará los adecuados”

John Lennon

RESUMO

Na região de Manaus afloram as unidades sedimentares Novo Remanso (Mioceno Médio) e Alter do Chão (Cretáceo / Paleoceno – Mioceno). Nesta última ocorrem corpos silicificados, atualmente denominados de Arenito Manaus. Os poucos trabalhos que abordaram a origem e distribuição destes corpos se baseiam apenas na descrição petrográfica, sem reconhecer microestruturas pedológicas e/ou de silcretes, nem levantamento sistemático de amostras. Com o intuito de compreender a gênese, os processos envolvidos, os estágios diagenéticos e a distribuição dos corpos silicificados aflorantes nos arredores de Manaus, este trabalho caracterizou sua macromorfologia, micromorfologia, petrografia e química. Foram encontrados 13 afloramentos, todos em margens de rios, com extensão lateral variando entre 98 e 928 m, e espessura de até 3,0 m. Foram caracterizadas nove fácies sedimentares nos locais estudados, associadas a um sistema fluvial entrelaçado: Cm, Aa, Ap, At, Al, Am, Afb, Pm e Pb. As silicificações abrangem de uma a quatro fácies por afloramento, e não foram vistas apenas na fácies At. Feições pedogenéticas presentes na fácies Afb e Pb confirmam seqüências múltiplas de paleossolos, desenvolvidos em climas sazonais, em períodos úmidos e secos. Foram reconhecidos vertissolos e argissolos, podendo os últimos constituir estratigraficamente uma camada guia na geologia local. A composição dos óxidos maiores, determinada por fluorescência de raios-X, exhibe nos litotipos silicificados predomínio dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , e em menor proporção dos P_2O_5 e TiO_2 , e naqueles não silicificados baixos conteúdos de SiO_2 , e altos de Al_2O_3 e TiO_2 , sendo o último óxido maior em amostras fortemente intemperizadas. As amostras com microestruturas de silicificação e concentrações de $\text{SiO}_2 \geq 80\%$ foram denominadas de silcretes. A caracterização química achada concorda com a mineralogia determinada por difração de raios X, que consiste em quartzo, caulinita, halloysita, hematita, ferrihidrita, Goetita, Anatásio e Vivianita. Petrograficamente, as litologias são classificadas como quartzarenitos e sublitoarenitos, médios a finos, alguns siltosos a conglomeráticos, apresentando-se também paleossolos. Grãos subangulares a subarredondados, com contatos frequentemente flutuantes, subordinados pontuais e raros longitudinais, confirmam os índices de empacotamento aberto. Porosidade principalmente móldica, intragranular e intergranular. Composição principalmente de quartzo, matéria orgânica, alguns opacos, raros grãos esqueléticos de feldspato e traços de muscovita, biotita, rutilo e zircão, além de quartzo ígneo e metamórfico como fragmentos de rocha. É indicada a natureza arcossiana inicial nestes arenitos, atualmente maduros e submaduros. Foram identificados processos diagenéticos de compactação mecânica incipiente, dissolução de feldspatos e quartzo, autigênese de caulinita, opala e óxidos de ferro, sendo o primeiro o principal cimento dos arenitos, hidratação-desidratação, pedogênese, e neomorfismo a partir de opala amorfa para calcedônica e quartzo microcristalino. A silicificação apresenta várias espécies de sílica: opala, calcedônia e quartzo microcristalino. Foram identificados dois estágios diagenéticos: eodiagênese rasa e telodiagênese, com ausência de mesodiagênese. Estes seriam desenvolvidos em linhas de drenagens superficiais e/ou na zona de oscilação do nível freático de aquíferos rasos, sob influência de clima sazonal úmido e seco, com disponibilidade de matéria orgânica. Pelo menos dois eventos de silicificação teriam ocorrido, associados a um ou ambos os estágios diagenéticos. Ocorrências subsuperficiais de silicificações na área, descritas em perfurações de poços, podem ter a mesma natureza daquelas observadas em afloramentos, sendo posteriormente deslocadas verticalmente pela neotectônica, ou podem ter sido originadas por oscilação do nível freático de água subterrânea. Por causa da grande ocorrência de paleossolos aflorantes na região, é proposto o termo de Geossolo Manaus para denominar este conjunto de paleossolos.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização de Manaus e arredores, área de estudo do presente trabalho (EMBRAPA, 2004).	3
Figura 2. Localização da Bacia de Amazonas. Modificado de Cunha et al. (2007).	4
Figura 3. Feições estruturais da Bacia do Amazonas (CUNHA, 2000).	5
Figura 4. Gráfico de forma e taxa de subsidência e taxa de acumulação de sedimentos	7
Figura 5. Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (CUNHA <i>et al.</i> 2007).	8
Figura 6. Estudos paleoambientais da Formação Alter do Chão	11
Figura 7. Tipos de paleossolos (RETTALLACK, 1990).	16
Figura 8. Formas dos paleossolos sedimentares. A- Paleossolo grosso fortemente intemperizado numa superfície discordante devido a longo período de estabilidade da paisagem e desenvolvimento do solo. B- Sequência espessa de múltiplos paleossolos formados numa planície de inundação por baixa erosão e sedimentação contínua. C- Pausa longa na sedimentação associada à incisão de vales produzindo paleossolo mais desenvolvido que os múltiplos, sem o forte intemperismo da inconformidade. Este paleossolo pode sobrepor parcialmente paleossolos múltiplos (KRAUSS, 1999).	19
Figura 9. Classificação geomorfológica de silcretes de Nash e Ulliyott (2007).	22
Figura 10. Sucessão de espécies de sílica, com relação a seu incremento de estabilidade cristalina, tamanho do cristal, e solubilidade ou sílica em solução (THIRY <i>et al.</i> , 2014).	26
Figura 11. Equações de processos de alteração química no intemperismo e pedogênese (Press <i>et al.</i> , 2006).	30
Figura 12. Regiões de estabilidade das formas de Fe em função do Eh/pH (DORRONSORO, 1998).	31
Figura 13. Mapa de localização do presente estudo, com afloramentos e pontos de controle. Contornos dos afloramentos com silicificações, e amostra subsuperficial.	41
Figura 14. Cachoeira Alta de Tarumã, máxima espessura de 17,8 m, de arenitos friáveis alternados com compactos tabulares	42
Figura 15. Amostra subsuperficial DCR-PRN, correspondente ao apoio 60 da Ponte do Rio Negro, obtida na profundidade -20,23 m desde o leito do rio.	43
Figura 16. Seção colunar DCR1. De baixo para acima, as fotos dos arenitos grossos, moldes das paleoraízes formando redes horizontalizadas, e estratificação cruzada acanalada.	44
Figura 17. Seção colunar DCR3. Fotos da estratificação cruzada acanalada na parte basal do afloramento, sotopostos a arenitos com estratificação plano paralela, e no topo, detalhe da bioturbação, além de uma seção panorâmica do afloramento.	45

- Figura 18. Seção colunar DCR4. Fotos dos arenitos basais com estratificação cruzada acanalada com algumas lentes de areia grossa, detalhe de arenitos siltosos vermelhos com estratificação cruzada tabular, e ao topo arenitos maciços..... 46
- Figura 19. Seção colunar DCR5. De baixo para cima, fotos dos arenitos com marcas de ondas ondulantes, arenitos maciços grossos, arenitos com estratificação cruzada acanalada e finalmente detalhe de fragmentos de madeira silicificada e moldes de paleoraízes em arenito ferruginização..... 47
- Figura 20. Seção colunar DCR6. Fotos dos arenitos basais com estratificação cruzada tabular, arenitos maciços e finos bioturbados, e no topo detalhe da estratificação cruzada acanalada..... 48
- Figura 21. Seção colunar DCR8. Na base são identificados três ciclos sucessivos de conglomerado arenoso maciço, sotoposto a arenitos com estratificação acanalada, com afinamento de granulometria ao topo. 49
- Figura 22. Seção colunar DCR9. Na parte inferior fotos do arenito maciço silicificado, para cima, arenitos com estratificação acanalada e tabular, e na sua porção superior exibe laminação cruzada, e por cima o arenito fino bioturbado com moldes de paleoraízes. Já no topo da seção ocorre conglomerado maciço e arenito Aa. 50
- Figura 23. Seção colunar DCR11. A parte inferior exibe arenito fortemente bioturbado com algumas marcas de paleoraízes (paleossolo), sotoposto por lentes conglomeráticas que iniciam uma sucessão de arenitos com estratificação cruzada tabular, e posteriormente acanalada, finalizando num paleossolo. Na parte media apresenta conglomerado maciço sobreposto por arenitos com estratificação acanalada e cruzada tabular. Já no topo o último ciclo é composto por lentes conglomeráticos gradando em arenitos com estratificação acanalada..... 51
- Figura 24. Seção colunar DCR13. Fotos de feições pedogenéticas: A- superfície lustrosa, B- pedrs em blocos angulares, C- crotovina em forma de L preenchida em arenito, D- moldes de paleoraízes substituídos por arenito, E- superfície côncava estriada em pelito, F- vista de planta de cilindros de arenito com halo branco de descoloração em pelito vermelho, G- arenitos com estratificação cruzada tabular, e ao topo, H- arenitos com estratificação cruzada acanalada. 52
- Figura 25. A- Conglomerado maciço com geometria lenticular. B- Clastos do conglomerado do Cm. C e D- Arenito com estratificação cruzada acanalada bioturbada, correspondente à fácies Aa. D- As setas verdes indicam moldes internos e as vermelhas moldes externos. 57
- Figura 26. A- Estratificação Cruzada Tabular com adelgaçamento ascendente, laminação cruzada interna, grânulos na base dos *sets* e bioturbação indicada pelas setas. B- *Set* com estratificação plano-paralela com

adelgaçamento ascendente. C- As setas assinalam moldes internos cilíndricos sub-verticalizados, que ocorrem localmente em arenito com estratificação plano-paralela. D- <i>Coset</i> com máxima espessura de arenito com estratificação plano-paralela- Ap.	58
Figura 27. A- Arenito com estratificação plano-paralela. B, C e E- Arenitos finos bioturbados. C- Arenito maciço. E- Detalhe de bioturbação em arenito maciço com halo amarelo-esbranquiçado. F- Arenito com laminação cruzada cavalgante. G- Molde de fragmento de madeira em arenito fino.	59
Figura 28. A e C – Moldes em arenito de paleoraízes entrelaçadas horizontalmente. B- Extensão dos moldes de paleoraízes com geometria tabular. D- Detalhe da paleoraíz substituída em arenito em pelito bioturbado- Pb. E- Arenito muito fino laminado sotoposto aos moldes de paleoraízes entrelaçadas. F- Detalhe de molde de paleoraiz em arenito. G- Fragmentos vegetais em arenito.	60
Figura 29. A- Superfície de siltito lustroso com <i>sliken sides</i> concêntricos. B- Gretas de contração em pelito bioturbado vermelho. C- Detalhe de estrias em <i>slickenside</i> . D- Peds em blocos angulares e sub-angulares em pelito bioturbado. E- Contato erosivo pelito - arenito, com calços de carga em arenito. F- Vista de planta pelito bioturbado com moldes cilíndricos preenchidos em arenito com halo de redução. G- Vista lateral do contato erosivo pelito – arenito, com molde em forma de “L” escavado no pelito, e preenchido do arenito sobreposto.	61
Figura 30. Difratogramas de raios X, em rocha total das amostras analisadas e sua interpretação mineralógica: Qz- Quartzo, K- Caulinita, H- Halloysita, He- Hematita e Fh- Ferrihidrita.....	71
Figura 31. Difratogramas de raios X, em fração fina das amostras analisadas e sua interpretação mineralógica: Qz- quartzo, K- caulinita, H- halloysita, Fh- ferrihidrita, Go- goetita, An- anatásio e Vi- Vivianita.	72
Figura 32. Diagrama composicional de Folk (1974) da composição essencial dos arenitos estudados.	73
Figura 33. Litotipos com diferentes níveis de silicificação. A- E. Arenitos de diferente índice de empacotamento, cimentados por opala amorfa. A-C Porosidade principalmente móldica (em azul). D-E Porosidade intragranular. F–H. Paleossolos silicificados. F. Paleoraiz cristalizada em quartzo microcristalino com geopetais ao redor (setas). G-H. Matriz-s, matéria orgânica retirada por eluviação e zonas de empobrecidas (áreas amarelas).	75
Figura 34. A- F. Constituintes detríticos. A. Turmalina, B. Zircão, C. Biotita em contato com grão de quartzo em cimento opala- caulínítico, D-F. Matéria orgânica, as duas primeiras de natureza polínica. G- H. Autigênese: G. Óxidos (vermelho) e hidróxido (amarelo) de ferro associado à eluviação de m. o. H. Cimento descolante de opala e quartzo microcristalino.	76

Figura 35. A-H. Tipos de cimentos. A- D. Espaço intergranular apresenta quartzo microcristalino, óxido de ferro, caulinita e calcedônia; o poro móldico contém principalmente caulinita vermicular, opala, óxidos de ferro e alguns minerais argilosos. Em E-F-G. Molde de paleoraiz em quartzo microcristalino. F e G- destacam o tamanho dos cristais e a cimentação de hematita associada. H. Meniscos de caulinita vermicular em poro vugular, com espaço intergranular cimentado em hematita. 77

Figura 36. Mapa composicional em amostra DCR01Ca. Em cinza, imagem ERE. Cada quadro em cor representa a composição EDS de um elemento específico, Si – sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro e C – Carbono, podendo misturar elementos num só quadro. Observam-se grãos de Quartzo em cimento de Si, Fe e Al, com conteúdo de matéria orgânica. 78

Figura 37. A. Qz monocristalino com bordas corroídas e microporosidade intragranular. B. Materia orgânica com hiporrevestimento de óxidos-hidroxidos de Fe. C. Cristal alveolado de quartzo com intercrescimento gráfico. D. Nódulos de Fe, e processos de eluviação. E. Textura nítida do processo eluviação (porção superior, cm empobrecimento) e iluviação (porção inferior). F-G. Paleossolo com translocação, texturas de empobrecimento e estrutura geopetal, que indica processos de hidromorfia. H-I-J. Grãos de Qz monocristalino com alta corrosão (I), caulinitização da porosidade exposta (H), rodeado de caulinita e opala autigênicas. 81

Figura 38. Mapa composicional em amostra DCR06C2a. Em cinza imagem ERE (detalhe de quadro vermelho em Figura 39). Cada quadro em cor representa a composição EDS de um elemento específico, Si – sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro, C – Carbono, Ti- Titânio, Mn – Manganês e Zr- Zircão, podendo misturar elementos num só quadro. Observam-se matéria orgânica sendo ferruginizada e posteriormente silicificada, engolfado todo em matéria orgânica. 82

Figura 39. Mapa composicional de área aumentada em amostra DCR06C2a. Em cinza, a imagem ERE. Cada quadro em cor representa a composição EDS de um elemento específico, Si – sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro, C – Carbono, Ti- Titânio e Zr- Zircão, misturando Fe, Si e C no quadro superior esquerdo. Observam-se matéria orgânica que contém cristais de quartzo microcristalino, sendo ferruginizada e posteriormente silicificada. 83

Figura 40. Detalhe de área em amostra DCR06C2, em cinza imagem ERE. Cada quadro em cor representa o mapa composicional EDS de Si – sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro, C – Carbono, Ti- Titânio e Mn- Manganês, misturando Fe, Si e C no quadro superior esquerdo. Observa-se um cristalário composto

por grãos de quartzo microcristalino, contido em matéria orgânica, sendo ferruginizada e posteriormente silicificada em opala. 84

Figura 41. Mapa da zona urbana de Manaus com os poços da base de dados do SIAGAS. Em vermelho, os poços com camadas silicificadas, já em amarelo os poços usados para as seções transversais. Base SIG fornecido pela CPRM-Manaus..... 87

Figura 42. Seções transversais em diferentes locais da cidade de Manaus, indicando distribuição e espessura das silicificações..... 88

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Características avaliadas na caracterização textural, com seus parâmetros de medição.	37
Tabela 2. Coordenadas geográficas de afloramentos, pontos visitados e amostra subsuperficial (Datum WGS 84).	40
Tabela 3. Dimensões dos afloramentos com silicificações superficiais, sua continuidade e espessura.	42
Tabela 4. Fácies sedimentares identificadas neste trabalho, suas estruturas e processos geradores (classificação feita com base na definição de fácies proposta por Miall, 1996).	65
Tabela 5. Associação de fácies e interpretação paleoambiental.	66
Tabela 6. Amostras coletadas por afloramento, suas estruturas, feições e silicificação. Indicação das amostras analisadas em lâmina delgada.	68
Tabela 7. Composição química em óxidos maiores [% em peso].	70
Tabela 8. Análise composicional das seções e sua classificação.	74
Tabela 9. Classificação das amostras de acordo à intensidade de silicificação (rg - regolito).	85

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Localização	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	4
2.1. Bacia Sedimentar do Amazonas.....	4
2.1.1. Evolução Tectono-Sedimentar.....	5
2.1.2. Arcabouço Estratigráfico	8
2.2. Formação Alter do Chão	10
2.3. Cobertura Cenozoica.....	12
2.4. Idade das Crostas Lateríticas.....	13
2.5. Paleossolos e Silicificações da Formação Alter do Chão	13
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	16
3.1. Paleossolos	16
3.1.1. Estruturação e Classificação	16
3.1.2. Feições de Reconhecimento de Paleossolos.....	17
3.1.3. Condições de Origem em Sistemas Agradacionais	19
3.2. Silcretes	21
3.2.1. Classificação e tipos de silcretes.....	22
3.2.2. Química e Mineralogia	25
3.3. Estruturas Micromorfológicas.....	27

4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	32
4.1.	Dados de sub-superfície, base cartográfica e geológica de Manaus	32
4.2.	Campo	32
4.2.1.	Levantamento de Campo	32
4.3.	Escritório	34
4.4.	Laboratório	35
4.4.1.	Análise de Fluorescência de Raios – X (FRX).....	35
4.4.2.	Análise de Difração de Raios – X (DRX)	36
4.4.3.	Análise em Microscópio Petrográfico	36
4.4.3.1.	Petrografia.....	37
4.4.3.2.	Determinação de feições diagenéticas	38
4.4.3.3.	Microestruturas	38
4.5.	Análise em Microscópio Eletrônico de Varredura.....	38
5.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	40
5.1.	Mapa de afloramentos e dimensões das silicificações na área de estudo....	40
5.2.	Fácies Sedimentares	43
5.2.1.	Descrição das fácies Sedimentares	52
5.2.2.	Interpretação das fácies.....	62
5.2.3.	Associação de fácies e Interpretação Paleoambiental.....	65
5.3.	Silicificações nas fácies sedimentares.....	67
5.4.	Análise Química.....	69

5.4.1. Óxidos Maiores (FRX)	69
5.4.2. Química Mineral (DRX).....	71
5.5. Microscopia Petrográfica e Eletrônica de Varredura	72
5.5.1. Análise Petrográfica.....	72
5.5.2. Processos Diagenéticos.....	78
5.5.3. Intensidade da Silicificação	84
5.6. Ocorrências sub--superficiais das silicificações em Manaus	86
6. CONCLUSÕES	89
7. REFERÊNCIAS	96

1. INTRODUÇÃO

O termo duricrosta refere-se às acumulações de sedimento que formam crosta endurecida, produto de intemperismo em superfície ou perto dela, onde a composição química do cimento vai determinar o tipo de duricrosta formada (Dury, 1969; Taylor e Eggleton, 2001). Os silcretes são um tipo de duricrosta que contem mais que 85% em peso de SiO₂ (SUMMERFIELD, 1983a), produzidos por processos superficiais ou subsuperficiais, onde o solo, sedimento ou rocha são silicificados (WATSON E NASH, 1997). As duricrostas são geradas desde o Pré-cambriano (NASH E ULLYOTT, 2007), predominantemente em latitudes tropicais e subtropicais (THIRY, 1999), em diversas litologias (ULLYOTT *et al.*, 1998).

A determinação da gênese de um silcrete deve considerar a fonte de sílica, rotas de transporte e fatores que levem à precipitação da varias espécies da sílica. Para sua interpretação paleoambiental, deve ser analisada sua micromorfologia, macromorfologia e química, pois podem ocorrer diferentes tipos de silcretes numa região (NASH E ULLYOTT, 2007).

A região de Manaus é sustentada por rochas das Formações Novo Remanso e Alter do Chão. A Formação Alter do Chão é uma sequência siliciclástica composta principalmente de arenitos onde ocorrem porções silicificadas, denominadas “Arenito Manaus” por Albuquerque (1922), as quais não contam com um estudo amplo que caracterize, em diferentes afloramentos, as feições morfológicas e químicas. Os três trabalhos que tratam destes silcretes, (FRANZINELLI; ROSSI, 1997; FRANZINELLI; IGREJA, 2003; NOGUEIRA *et al.*, 2003), se embasam em caracterização petrográfica, sem descrever a porosidade ou os tipos de espécies de sílica presentes, indicando três estágios diagenéticos – eo-, meso- e telodiagênese, porém sem apresentar evidências para o segundo. Os trabalhos supracitados indicam que a silicificação ocorreu em superfície, porém, sob diferentes

processos e condições climáticas que se contrapõem, pois Franzinelli e Igreja (2003) indicam condições lacustrinas - desérticas, e Nogueira *et al.* (2003) associam as silicificações a paleossolos e lagos de rios entrelaçados com variação sazonal, não deixando clara a origem destas silicificações.

O presente estudo caracteriza as feições macromorfológicas das silicificações superficiais de diferentes afloramentos nos arredores da cidade de Manaus, apresenta as diferenças químicas e micromorfológicas das rochas em que ocorreu e em que não ocorreu silicificação, evidenciando isto através de fotomicrografias. Neste estudo são definidos os processos e estágios diagenéticos pelos quais passaram os diferentes litotipos, além de determinar sua porosidade total. Também foram analisados dados de 2.760 poços de água, registrados até fevereiro de 2013 na base de dados do SIAGAS em Manaus. Destes, 1.119 poços possuem descrição litológica, e em 316 foram encontradas um total de 517 silicificações subsuperficiais, sendo aqui apresentadas hipóteses que expliquem sua gênese.

1.1. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é entender a gênese e evolução das silicificações aflorantes na cidade de Manaus e arredores.

Os objetivos específicos são definir, para as camadas silicificadas, as seguintes características:

- Localização, geometria e dimensões em Manaus e seus arredores;
- Litologias e estruturas sedimentares que estas abrangem;
- Química, mineralogia e propriedades petrográficas;
- Processos e fases diagenéticas associadas à sua gênese.

1.2. Localização

A área de trabalho abrange a cidade de Manaus e as duas margens do baixo Rio Negro, desde o sudeste do Arquipélago de Anavilhanas até a confluência dos rios Negro e

Solimões, onde se forma o Rio Amazonas (Figura 1). Manaus, a capital do estado do Amazonas, está localizada entre os meridianos 59° 50' e 60° 10'W, e os paralelos 02° 55' e 03° 10'S, com altitude média de 30,5 m acima do nível do mar (IBGE, 2010), com área total de 11.408 km² (IBGE, 2013).

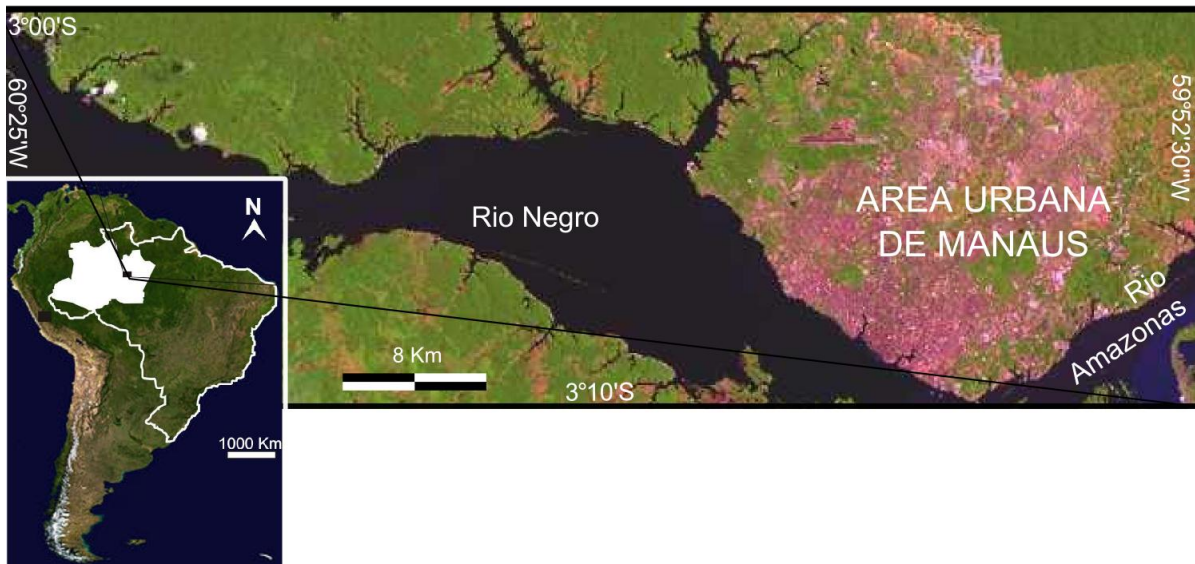


Figura 1. Localização de Manaus e arredores, área de estudo do presente trabalho (EMBRAPA, 2004).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. Bacia Sedimentar do Amazonas

A Bacia Sedimentar do Amazonas está inserida no Cráton Amazônico, entre os escudos das Guianas e Central do Brasil, limitada a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia Sedimentar do Solimões, e a leste pelo Arco de Gurupá, que a separa da Bacia Sedimentar de Marajó. Apresenta forma alongada WSW-ENE, área total de 515.000 km² (CUNHA *et al* 2007), recobrimdo parcialmente os estados do Pará e do Amazonas (Figura 2).



Figura 2. Localização da Bacia de Amazonas. Modificado de Cunha et al. (2007).

Segundo Cunha (2000), as principais feições estruturais desta bacia podem ser classificadas como lineamentos com orientações preferenciais NW-SE, mais antigos, e NE-SW, mais novos. Já as plataformas, charneiras e o próprio eixo deposicional da bacia apresentam uma sistemática WSW-ENE (Figura 3).

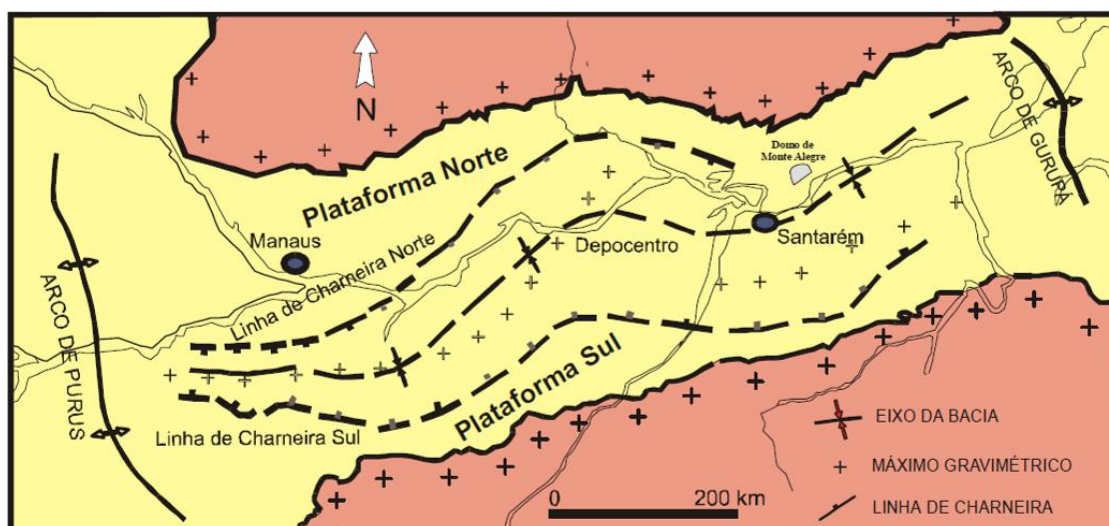


Figura 3. Feições estruturais da Bacia do Amazonas (CUNHA, 2000).

2.1.1. Evolução Tectono-Sedimentar

Diversos autores concordam na proposição de um *rift* precursor na formação desta bacia (CUNHA, 2000; WANDERLEY FILHO, 1991; NEVES, 1989). Coutinho e Gonzaga (1994 *apud* CUNHA 2000) montaram a sequência tectônica evolutiva da bacia e propuseram modelo de poli-rifteamento. Para Wanderley Filho (1991), a bacia orientada NE-SW é segmentada por falhas de transferência de orientação NW-SE, resultando no padrão estrutural tipo *dog leg*. Cunha (2000) assinala que, além da compartimentação do embasamento e dos *trends* estruturais, fatores como afluxo de sedimentos, criação do espaço deposicional, clima e, principalmente, variações eustáticas do nível do mar, influenciaram o preenchimento sedimentar desta bacia.

Segundo Cunha *et al.* (2007) os sedimentos mais antigos desta bacia correspondem aos depósitos Pré-Cambrianos da Fm Prosperança, sotopostos à Fm Acari, são reunidos no Grupo Purus, depositados antes da efetiva implantação da sinéclise, considerados unidades

secundárias na carta estratigráfica da bacia e parte do embasamento econômico desde o ponto exploração de hidrocarbonetos. Cunha (2000) explica a evolução desta bacia através dos seguintes eventos: 1-Início de rifteamento durante Cambriano-Ordoviciano Inferior com intrusões magmáticas e posterior subsidência; 2- Deposição Ordovício-Siluriano: Grupo Trombetas, 3- Orogenia Caledoniana, causando efeitos intraplaca como pequena reativação vertical dos blocos do embasamento da bacia, e abaixamento do nível do mar com posterior erosão; 4-Sedimentação Devono-Tournaisiana, representado num ciclo transgressivo (Grupo Urupadi) e outro regressivo (Grupo Curuá); 5- Orogenia Eoherciniana, caracterizada com esforços compressivos NE-SW, rebaixamento do nível do mar e posterior erosão; 6- Nova subsidência, basculamento da bacia para oeste e transgressão marinha representada na deposição Neocarbonífero- Neopermiano (Grupo Tapajós); 7- Orogênese Gonduanide, associada a esforços N-S que afetaram transversalmente a bacia, provocando soerguimento e posterior erosão; 8- Magmatismo básico Neotriássico - Eojurássico com corpos orientados N-S, devido à distensão E-W da bacia (Magmatismo Penetacaua); 9- Tectonismo Eocretáceo associado às orogenias Kimeridgiana tardia e Oregoniana, com esforços ENE-WSW devida à abertura do Oceano Atlântico, a Zona de Subducção Andina e a reativação de fraturas preexistentes (Diestrofismo Juruá); 10- Sedimentação Neocretácea- Cenozóica, abrange o relaxamento de esforços compressivos, a deposição do Grupo Javari e isolamento desta região desde o Paleógeno devido ao soerguimento da cadeia Andina que culminou no Mioceno. Este evento causou o deslocamento do depocentro para a região subandina, um novo suprimento de sedimentos andinos à bacia, e a mudança na direção da drenagem ao Oceano Atlântico. Para o intervalo Cretáceo-Cenozóico, Coutinho e Gonzaga (1994 *apud* CUNHA 2000) indicam os menores valores de subsidência e sedimentação na bacia do Amazonas, com menos de 300 m e 8 m /M.a., respetivamente (Figura 4).

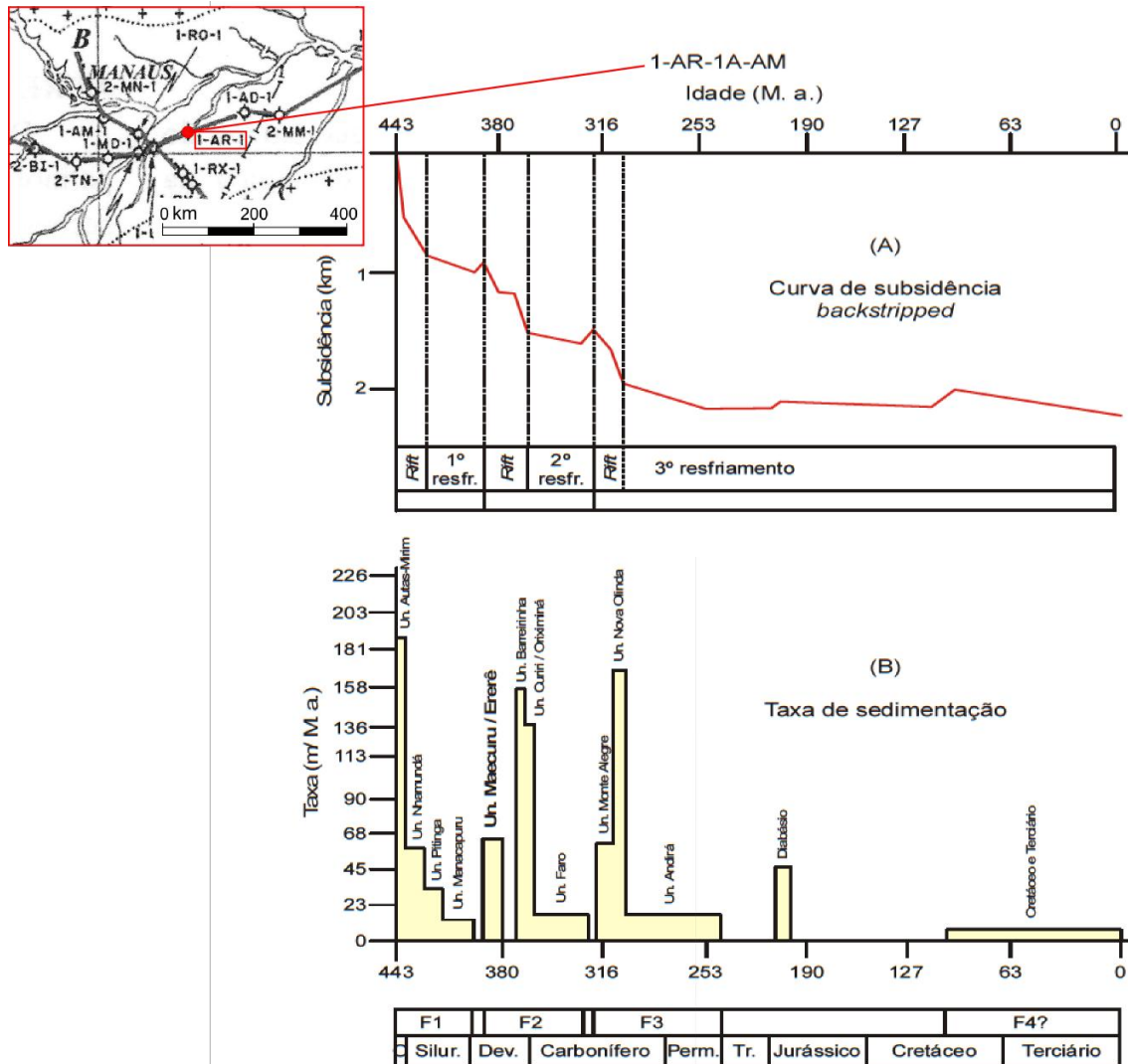


Figura 4. Gráfico de forma e taxa de subsidência e taxa de acumulação de sedimentos na Bacia do Amazonas (COUTINHO E GONZAGA, 1994 *apud* CUNHA, 2000). Mapa de localização de Daemon e Contreras (1971).

Através da análise de seções sísmicas, Campos e Teixeira (1988) indicaram quatro fases tectônicas nesta bacia entre Mesozóico e Cenozóico: Eixos extensionais E-W ativos no Jurássico- Triássico; Regime compressivo E-W no Cretáceo Superior, posterior soerguimento de grande escala; Subsidência flexural no Cretáceo Tardio, e Compartimentação Cenozóica, gerando áreas transpressivas e transtensivas. Já Wanderley Filho e Costa (1991) interpretam dinâmica extensional no Cretáceo Médio - Cenozóico Inferior, ocorrendo, segundo Costa e Hasui (1997), depressões controladas por falhas normais de direções N-S e NNE-SSW, as quais foram preenchidas pela Formação Alter do Chão. Nesta unidade foram desenvolvidos perfis lateríticos maduros no Eoceno-Oligoceno, e posteriormente imaturos no Pleistoceno

(COSTA, 1991), representando estabilidade tectônica entre os pulsos tectônicos assinalados por Fernandes Filho *et al.* (1997), de natureza transpressiva, transtensiva e transcorrente, ocorridos no Mioceno, Pleistoceno Médio e Pleistoceno Superior/Holoceno, respectivamente, com adicional estabilidade no Plio-Pleistoceno.

Em Manaus, esta evolução desenvolveu um bloco estrutural onde interagem falhas nas direções N-S, NW-SE e NE-SW, que controlam os cursos dos principais igarapés e Rio Negro, e que afetaram também a Formação Alter do Chão e perfis lateríticos sobrepostos, por meio de falhas normais planas e listricas, falhas transcorrentes e, localmente, falhas inversas, gerando sistemas de *horsts e grabens* na região, até com movimentação do horizonte de solo (CARVALHO *et al.*, 2003).

2.1.2. Arcabouço Estratigráfico

A Bacia do Amazonas tem um substrato sedimentar-ígneo-metamórfico Proterozóico, sotoposto a um pacote sedimentar de 5.000 m de espessura, composto por duas megasequências de primeira ordem, uma Paleozóica e outra Meso-Cenozóica, limitadas por discordâncias regionais (CUNHA *et al.*, 2007). A segunda megasequência é composta pelo Grupo Javari, representada principalmente pela Fm Alter do Chão com 1250 m de espessura. Esta unidade fica sotoposta às formações miocênicas, acunhadas nas bordas da Bacia do Amazonas, ao oeste a Fm Solimões e a leste a Marajó (Figura 5), além de localmente a Fm Novo Remanso nas regiões de Manacapuru, Itacoatiara e Manaus.

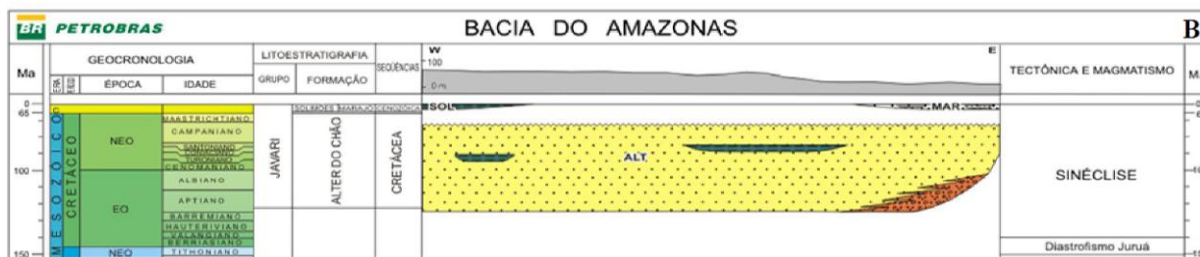


Figura 5. Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (CUNHA *et al.* 2007).

A CPRM (2002) indica que no furo de sondagem da Petrobras, 20 km ao norte de Manaus, a estratigrafia registrada de base a topo foi: embasamento vulcânico (2100 m - ?),

Fm Prosperança (1780 – 2100 m), Fm Trombetas (1265-1780 m), Fm Maecuru (1106-1265 m), Fm Curuá (958-1106 m), Fm Monte Alegre (934 – 958 m), Fm Itaituba (574 – 934 m), Fm Nova Olinda (200 – 574 m) e Fm Alter do Chão (0 – 200 m). Dito trabalho indica que a Fm Alter do Chão recobre a superfície de Manaus, tendo limite inferior discordante com os evaporitos e calcários da Fm Nova Olinda. Além é apresentado o único mapa geológico da cidade baseado em descrições litológicas e perfilagens geofísicas de 120 poços tubulares, diferenciando quatro litofácies da Fm Alter do Chão: argilosa, areno-argilosa, arenosa e Arenito Manaus. A primeira facie representando 70 % da área da cidade, a segunda e terceira fácies ocorrem em profundidade e superfície, apresentando potencial como aquífero.

Souza & Verma (2006) e Souza (2005), usando perfilagens geofísicas, informações litológicas de calha de poço e sondagem geofísica de subsuperfície, identificam duas zonas aquíferas na cidade de Manaus. A primeira, nos 50 m iniciais de profundidade, corresponde a camadas argilosas, arenosa (com pouca continuidade lateral) e areno-argilosa de variadas dimensões. A segunda, entre 50 e 290 m de profundidade, é composta por depósitos areno-argilosos e arenitos espessos e contínuos. Tais interpretações estão em desacordo com as seções apresentadas no mesmo estudo, onde a maioria das perfilagens inicia em 25 m de profundidade, e é observada uma maior presença de corpos argilosos na segunda zona que na primeira. Estas interpretações também se contrapõem aos resultados de Andrade (2010) na mesma cidade, que ao analisar perfis geofísicos, amostras de calha e descrição de afloramentos identificou, em 300 m de profundidade, uma caracterização litológica diferente, correspondente a três sequências sedimentares: carbonífera, cretácea e neógena. A carbonífera, Fm Nova Olinda, é a mais profunda com topo na cota -120 m, constituída por folhelho cinza carbonático; a Cretácea- Fm Alter do Chão é definida entre as cotas -30 e -180 m, como intercalações de arenitos, siltitos e argilitos; e por último, a Neógena- Fm No vo

Remanso entre a cota -30 m até a superfície é constituída principalmente por arenitos com raras intercalações de pelitos.

Também na cidade de Manaus, Dos Santos (2012) utilizou testemunhos de sondagens de até 65 m de profundidade, realizados na margem direita no leito do Rio Negro para as fundações da Ponte sobre o Rio Negro ao longo de 2000 m, e identificou três unidades sedimentares: Cretácea, Neógena e Quaternária. A unidade Cretácea foi caracterizada pelas litofácies Arenito, Arenito- siltoso a argiloso, Argilito- siltoso a pouco arenoso, de até 55 m de espessura e associada a paleoambiente fluvial anastomosado. A Neógena exibiu a litofácies Arenito com pouca espessura, em só dois furos. Já a Quaternária apresentou as litofácies Areia e Areia-argilosa e 30 m de espessura máxima.

2.2. Formação Alter do Chão

O primeiro registro dos depósitos Cretáceo-Cenozoicos da Bacia do Amazonas foi feita por Derby (1879 *apud* VIEIRA, 1999) embasado no relatório de Hartt (1870). Kistler (1954 *apud* MENDES *et al.* 2012) denominou Série Alter do Chão os arenitos avermelhados, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais sobrepostos ao paleozoico desta bacia no poço AC-1-AZ. Caputo *et al.* (1971, 1972) validaram formalmente esta unidade como formação, diferenciando-lhe da "Série Barreiras", indicando a seção tipo no poço AC-1-PA no Pará, e incluindo nela as ocorrências de arenitos silicificados e ferruginosos descontínuos chamados de "Arenito Manaus" por Agassiz (1867, *apud* HARTT, 1870), impropriamente denominados formação por Albuquerque (1922).

A Figura 6 apresenta uma síntese dos estudos paleoambientais da Fm Alter do Chão desde 1972 até 2012, sendo-lhe atribuída frequentemente ambientes deposicionais fluviais, apresentando tipologias que variam dependendo do local ou da porção da formação estudada. Assim, Dino *et al.* (1999) através de litobioestratigrafia de testemunhos e palinologia, identificaram ambiente fluvial meandrante que evolui para anastomosado na porção inferior

da formação, e sedimentação flúvio-deltaico-lacustre na parte superior. Na região de Manaus Vieira (1999) identificou nove fácies sedimentares, associadas a um ambiente fluvial entrelaçado, que contrasta com o fluvial meandrante indicado por Mendes *et al.* (2012), caracterizado através de sete litofácies em Óbidos, Pará, sendo o Aa – Arenito com estratificação cruzada acanalada, At- Arenito com estratificação cruzada tabular, Al- Arenito com laminação cruzada e Cm – conglomerado maciço, as quais quatro em comum destes dois trabalhos. No entanto, as análises faciológicas e icnológicas de Rossetti & Neto (2006) na ilha do Careiro da Várzea, localizada 50 km ao leste de Manaus, descreveram fácies de um sistema deltaico com influência marinha, as quais foram questionadas por Caputo (2011), argumentando que os traços fósseis analisados podem ser gerados tanto em águas doces como em marinhas.

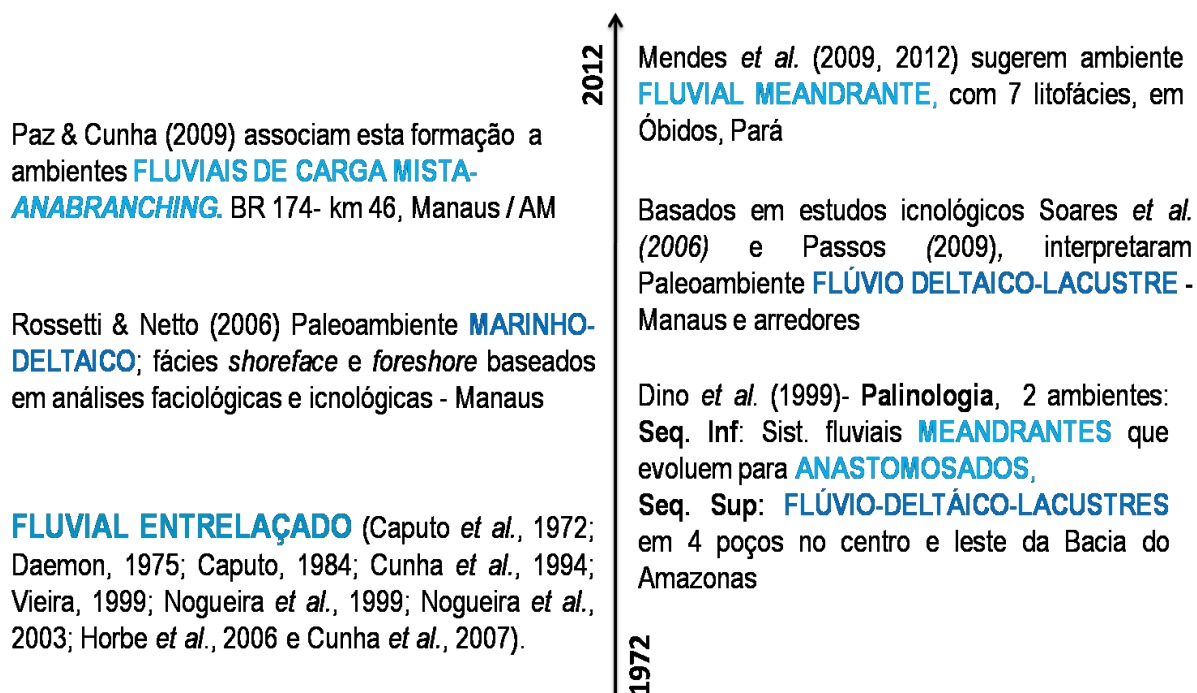


Figura 6. Estudos paleoambientais da Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão foi posicionada por Price (1960) no Cretáceo, pela descoberta de um dente de dinossauro Theropoda no poço 1-NO-1-AM no Pará. Esta idade foi afinada por palinologia ao intervalo Neoptiano a Cenomaniano (DAEMON E CONTRERAS 1971, DAEMON 1975 e DINO *et al.* 1999). Já Caputo (2011) apresentou um compilado de

estudos paleobotânicos e geofísicos (COSTA, 2002; MAURO FILHO E EIRAS, 1994; DUARTE, 1987), indicando que dita formação foi depositada em dois intervalos pós-jurássicos discordantes entre si, um pacote cretáceo anteriormente citado, representado numa seção siliciclástica principalmente de arenitos, e outro mais novo do Paleoceno- Eoceno-Mioceno, composta por intercalações de arenitos, pelitos e subordinados conglomerados, associados a paleossolos e superfícies lateritizadas. Caputo propôs chamar de Formação Jazida da Fazendinha o pacote cretáceo, e deixar o nome de Alter do Chão para o pacote Cenozoico.

2.3. Cobertura Cenozoica

São registrados sedimentitos cenozoicos sub-superficiais na Bacia do Amazonas (Wanderley-Filho *et al*, 2015, 2010) e em afloramentos da parte central desta. Caputo (2011) os identifica como Formação Alter do Chão, porém entre Itacoatiara e Manacapuru é reconhecida como Fm Novo Remanso (Rozo, 2004; Rozo *et al.*, 2005; Soares, 2007; Abinader, 2008; Andrade e Soares, 2009).

Rozo *et al.* (2005) nomeou de Fm Novo Remanso aos arenitos, pelitos e subordinados conglomerados, presentes nas regiões de Manacapuru, Itacoatiara e Manaus, com estratificações cruzada tabular, heterolítica e cruzada interna que constituem fácies de um canal fluvial, barra em pontal e planície de inundação, correspondente a um paleossistema fluvial meandrante, que migra em sentido leste-sudeste (Rozo, 2004; Soares, 2007; Abinader, 2008). Dita formação é limitada por paleossolos lateríticos que representam superfícies de descontinuidades- SD (Soares, 2007): na base SD1 (Paleógeno), no topo SD3, e no meio SD2 dividindo-a em inferior e superior, sendo assinada para a última porção idade de Mioceno Médio por palinologia (SOARES 2007, DINO *et al.* 2012). Segundo estudos geofísicos (Costa, 2002; Andrade e Soares 2009, 2010) entre as regiões de Manaus e Itacoatiara formam um relevo até de 80 m de espessura. Assim, Dino *et al.* (2012) propõem considerar a Fm

Novo Remanso como uma nova unidade litoestratigráfica na Bacia do Amazonas, correlacionável com a Fm Solimões na bacia homônima, à Fm Barreiras (Novo Remanso Superior) e à Fm Pirabas (Novo Remanso Inferior) na Amazônia Oriental.

A maior diferença entre as caracterizações do cenozoico de Caputo (2011) e Dino et al. (2012) é a ocorrência de estratificação heterolítica na Formação Novo Remanso, feição que não é registrada na maioria de estudos de superfície da Bacia do Amazonas (e.g. Vieira, 2002; 1999; Nogueira *et al*, 2003; 1999; Franzinelli e Igreja, 2011 e Mendes et al, 2012). Como a caracterização da Formação Novo Remanso não foi feita ainda para toda a cobertura cenozoica da Bacia, o presente estudo considera que a Formação Alter do Chão é composta por uma seção cretácea e outra cenozoica.

2.4. Idade das Crostas Lateríticas

Horbe (2014) identificou por paleomagnetismo quatro eventos de lateritização na Amazônia, que determinaram o desenvolvimento de superfícies de aplanamento, tendo ocorrido o primeiro entre 70 e 80 Ma, o segundo entre 28 e 50 Ma, o terceiro há cerca de 10 Ma, e um quarto evento mais recente, nas idades relativas de crostas ferruginosas sobre a Formação Novo Remanso. Os três primeiros eventos desenvolveram diferentes crostas na Fm Alter do Chão, sendo a primeira registrada em Trombetas (Pará) para o Cretáceo Superior, a segunda em Balbina para o Paleoceno e início do Eoceno, e a terceira em Manaus para o final do Mioceno, provavelmente associada à SD2.

2.5. Paleossolos e Silicificações da Formação Alter do Chão

Os primeiros registros de níveis contínuos de paleossolos na Fm Alter do Chão, foram as análises faciológicas e petrográficas feitas por Vieira (1999) na Praia da Ponta Negra em Manaus, e por Nogueira *et al*. (1999) em Presidente Figueiredo.

Vieira (2002) analisou cinco locais na rodovia BR-174 e em Manaus (e arredores), confirmando ocorrência de paleossolos sobre dita formação em arenitos pelíticos, possuindo continuidade lateral de dezenas de metros, espessura de 0,5 a 5 m, maciços, friáveis, compostos por areias fina a média, mosqueadas, com estruturas biogênicas, com estruturas sedimentares frequentemente obliteradas. Concentrações de óxidos-hidróxidos de ferro e aureolas de goetita são registradas principalmente no perfil da Ponta Negra, sendo o único com silicificação, ocorrendo em mais de um nível por perfil. Estes paleossolos não receberam uma classificação paleopedológica formal, pela falta de reconhecimento de horizontes diagnósticos, mas considerando sua mineralogia e química, sugere-se defini-los como paleoxissolos.

Apenas três trabalhos, apresentados em congressos, procuram explicar a origem das silicificações na Fm Alter do Chão: Franzinelli e Rossi (1997), Franzinelli *et al.* (2003) e Nogueira *et al.* (2003). Franzinelli *et al.* (2003) os descrevem como arenitos siltico-argilosos, vermelhos, silicificados, compactos, descontínuos, no topo da Fm Alter do Chão, e expostos na parte central da Bacia do Amazonas, nas margens do baixo Rio Negro, além dos igarapés de Manaus. Nestes igarapés, o maior afloramento tem 20 m de extensão vertical, exibindo quatro níveis de 1-2 m de espessura na Cachoeira Alto do Tarumã (FRANZINELLI E ROSSI, 1997). Tais corpos também ocorrem em Itacoatiara, Porto das Pedras e Porto Trombetas (SILVA, 2011).

O estudo petrográfico de Franzinelli & Rossi (1997) das silicificações da Cachoeira Alta do Tarumã indicou grãos médios-grossos a finos, mal a muito mal selecionado, angulosos a subarredondados, contatos flutuantes a suturados, o quartzo entre monocristalino e policristalino corresponde a 95% (ou mais) da composição, poucos FR e muito raros feldspatos, quantidades variáveis de cimento silico-argiloso, porosidade aparente, raras laminações conservadas, definidos como quartzo arenito supermaturo. Franzinelli *et al.*

(2003) sugeriram ambiente desértico lacustre como associado à formação destas silicificações, e interpretaram três fases diagenéticas: 1- eogênese: rebaixamento do pH por degradação da matéria orgânica, e dissolução de minerais instáveis. 2- mesodiagênese: soterramento raso; 3- telodiagênese: soerguimento, exposição e intemperismo.

Já Nogueira *et al.* (2003), analisando dois perfis em Manaus, interpretaram as silicificações como silcretes de clima úmido desenvolvidos principalmente em paleossolos e depósitos lacustres de um sistema fluvial entrelaçado, sendo o ambiente lacustre definido por ciclos granocrescente ascendentes, os quais não são diferenciáveis no trabalho. A petrografia dos paleossolos em Nogueira *et al.* (2003) apresenta características semelhantes às descritas por Franzinelli e Rossi (1997). Já as “silicificações lacustres” correspondem a siltitos e argilitos impregnados de óxidos e hidróxidos de ferro, grãos de quartzo finos a médios arredondados disseminados, com bioturbação formadas por poros circulares milimétricos e meniscos atribuídos ao icnofóssil chamado *Taenidium*. Estes autores indicam eodiagênese e telodiagênese bem desenvolvidas, e mesodiagênese incipiente (CHOQUETTE E PRAY, 1970), destacando as fases: 1- infiltração mecânica de argilas, 2- pedogênese, 3- compactação mecânica incipiente e empacotamento frouxo, 4- compactação química e raros contatos côncavo-convexo, 5- cimentação de sílica e sobrecrecimento sintaxial de quartzo.

Araújo (2013) analisou as fraturas dos corpos silicificados da Formação Alter do Chão em Manaus e arredores, destacando as orientações E-W, NW, e NE associadas às maiores aberturas, densidade e conectividade das fraturas.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo apresenta conceitos fundamentais para a compreensão e desenvolvimento deste trabalho.

3.1. Paleossolos

Paleossolos são solos gerados em paisagens passadas, sendo principalmente desenvolvidos a partir de rochas sedimentares de ambientes continentais, sendo estes denominados paleossolos sedimentares (KRAUSS, 1999). Andreis (1981) indica que podem estar soterrados, preservando as feições da pedogênese precursora, ou aflorando desde sua formação, sendo reliquiares ou poligenéticos, registrando eventos pedogenéticos secundários, ou exumados, com feições originais submetidas ao intemperismo (Figura 7).

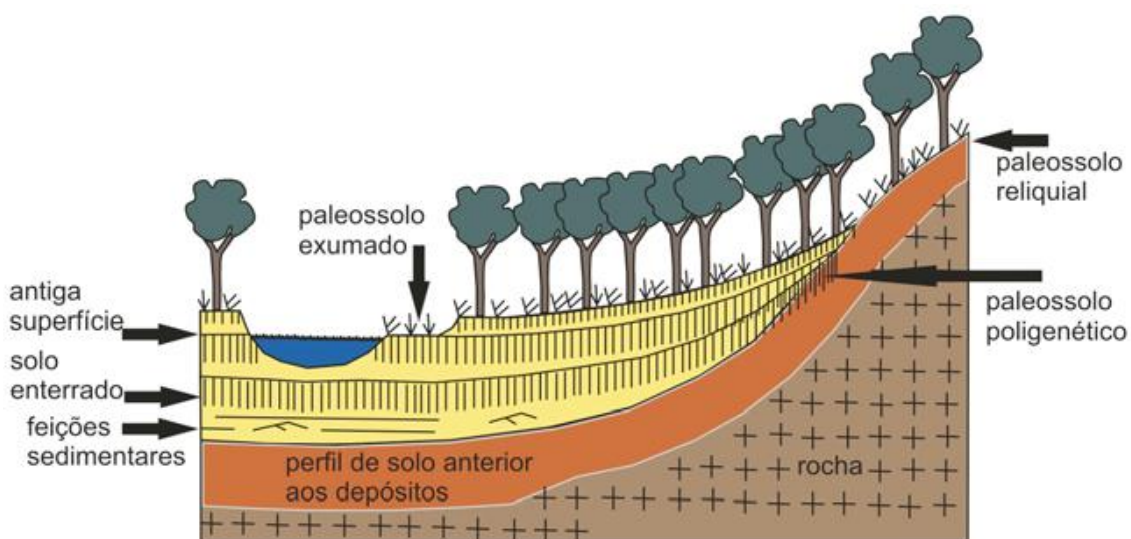


Figura 7. Tipos de paleossolos (RETTALLACK, 1990).

Entre suas aplicações estão reconstruções deposicionais, paleoclimáticas, paleogeográficas e paleoambientais, assim como a análise estratigráfica (KRAUSS, 1999).

3.1.1. Estruturação e Classificação

As mudanças físicas, biológicas e químicas numa rocha aflorante, dão lugar a um perfil de horizontes com diferente grau de alteração, que aumenta de base para topo. Fatores como clima, relevo, vegetação e geologia originam diferente estruturação nos perfis, com

presença ou ausência de determinados horizontes, sendo este o princípio para as classificações de solos (LEPSCH, 2011). Estes horizontes, estrutura pedogenética e bioturbação, fazem parte das similaridades entre solos atuais e paleossolos, as quais iniciam no Paleozóico Médio, com as primeiras plantas na Terra (LADEIRA, 2010). Estas classificações já foram implementadas em paleossolos, e são a base de categorizações especializadas em paleossolos (e.g. MACK *et al.* 1993; RETALLACK, 1998). Porém, os paleossolos nem sempre conservam seus horizontes, o que dificulta sua classificação.

3.1.2. Feições de Reconhecimento de Paleossolos

Andreis (1981) indica feições macroscópicas de tipo geológico: grande extensão areal; espessura reduzida aprox. 0,5- 3,0 m; topo definido por paleosuperfícies; pedalidade ou presença de pedis; presença de horizontes e concreções, e também de tipo paleontológicas: raízes e troncos; crotovinas; fósseis de vertebrados e pegadas. Este autor indica também feições microscópicas: matriz “s” ou plasma, determinado tipo de poros (planares, canais, vesículas) e feições micropedológicos, que evidenciam os processos geradores como fragmentação, translocação, hidromorfia, iluviação, podzolização, lateritização, carbonatização e gipsificação.

Para Retallack (1990, 1997), a existência de um paleossolo se confirma ao ocorrer duas das três “feições diagnósticas”: marcas de raízes, horizontes de solo e estruturas pedogenéticas (pedalidade, *slickensides*, microestruturas), consideradas determinantes por não poderem ser geradas na diagênese profunda, sendo que as outras feições só devem ser usadas caso as diagnósticas sejam encontradas.

As paleoraízes podem chegar a cobrir os paleossolos, tornando-se sua principal característica, evidenciando exposição subaérea, e sua forma serve na sua interpretação paleoambiental (RETALLACK, 1988). Para autores como Andreis (1981) e Ladeira (2010), esta é a feição diagnóstica principal para determinar a presença de um paleossolo.

A morfologia das paleoraízes podem indicar condições de sua formação, assim as raízes de sistema radicular horizontal, podem ser sido geradas pela impossibilidade de as raízes atravessarem uma rocha, ou porque alcançaram o nível freático, sem atravessá-lo. A presença de nódulos de óxido de ferro abaixo das raízes confirma a segunda hipótese (Rettallack, 1988, 1990). Além disso, Retallack (1990) afirma que os traços de raízes também podem ser identificados pela eventual formação de halos de redução, associados à acidificação que a raiz provoca em seu entorno, seja em vida ou no momento de sua decomposição expulsando hidrogênio que reduz os óxidos de ferro, que colore o entorno da raiz de branco.

Os *slickensides* com estruturas paralelepípedicas ou cuneiformes, indicam a ocorrência de vertissolo, que contém pelo menos 30% de argilas expansivas, as quais geram gretas em clima de forte sazonalidade, e formam uma topografia de montículos e fendas, conhecida como microrelevo “*gilgai*”, que poucas vezes sobrevive à erosão e enterramento (Nettleton et al., 2000).

Segundo Ladeira (comunicação verbal), as estruturas prismáticas ou em blocos em afloramento e a argila iluvial na escala microscópica, confirmam a presença de Argissolos, que contêm mais de 15% de argila. Estes são desenvolvidos durante alguns milhares de anos em superfícies de baixa declividade e bem estáveis, sem deposições e em condições distantes a corpos de água, podendo indicar clima úmido e cobertura vegetal relativamente densa, podendo ser usados como referência estratigráfica em escalas de detalhe. Porém, o tipo de paleossolo mais importante como marco estratigráfico é o latossolo, identificado na microscopia pela múltipla presença de microagregados, e pode ser utilizado para regionalizações mais amplas.

3.1.3. Condições de Origem em Sistemas Agradacionais

Segundo Krauss (1999), a velocidade, continuidade, pausas e duração da sedimentação geram diversos tipos de paleossolos, sendo ditos fatores influenciados pelos processos autóctones e/ou alóctones ativos no sistema deposicional. Em condições de agradação relativamente contínua, os paleossolos gerados sobre rochas sedimentares podem agrupar-se como unidade contínua-múltipla, em termos de um conjunto de paleossolos devido à ciclicidade, que forma sucessões concordantes com espessuras significativas (Figura 8). Dependendo da duração dos episódios de estabilidade da paisagem ou erosão, representarão diastemas ou inconformidades estratigráficas, superfícies que podem apresentar paleossolos fortemente desenvolvidos, com unidades múltiplas (Figura 8A).

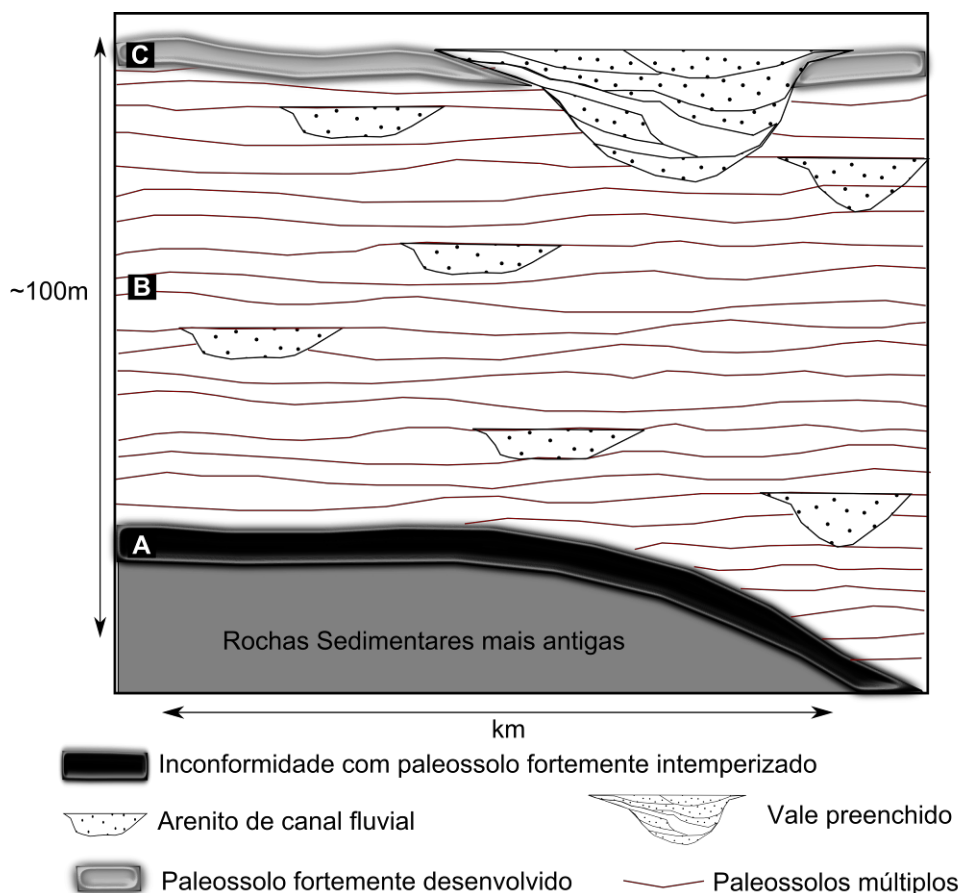


Figura 8. Formas dos paleossolos sedimentares. A- Paleossolo grosso fortemente intemperizado numa superfície discordante devido a longo período de estabilidade da paisagem e desenvolvimento do solo. B- Sequência espessa de múltiplos paleossolos formados numa planície de inundação por baixa erosão e sedimentação contínua. C- Pausa longa na sedimentação associada à incisão de vales produzindo paleossolo mais desenvolvido que os múltiplos, sem o forte intemperismo da inconformidade. Este paleossolo pode sobrepor parcialmente paleossolos múltiplos (KRAUSS, 1999).

Seu desenvolvimento pode indicar relações das taxas de sedimentação (Ts) e pedogênese (Tp). Erosão ténue e Ts rápida e instável geram paleossolos compostos debilmente desenvolvidos e perfis empilhados verticalmente separados por sedimentos minimamente alterados. Se Tp excede a Ts, perfis sucessivos verticalmente poderiam sobrepor-se parcialmente com paleossolos compostos. Já uma erosão débil e Ts constante geram solos espessos acumulativos.

3.1.4. Terminologia Estratigráfica

Nesta seção o conceito de Geossolo é explicado, e sua aplicação na estratigrafia discutida, assinalando suas vantagens e limitações, como embasamento teórico para a proposta apresentada, relacionada aos paleossolos aqui registrados.

O Código Estratigráfico Norte-Americano (*NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE*, 1983; 2005) reconhece o conceito de unidade pedoestratigráfica (MORRISON, 1967) que corresponde a rochas formadas por um ou mais horizontes pedológicos, encontrados em uma ou mais unidades litoestratigráficas, litodêmicas, ou aloestratigráficas formalmente propostas, tendo como unidade única e fundamental o geossolo, que representa o conjunto de paleossolos de um cenário pretérito. Sua designação deve ter o termo Geossolo, seguido de um nome geográfico onde a unidade seja representativa.

Batezelli (2010) apresenta o Geossolo Santo Anastácio nas Bacias de Caiuá e Bauru, indicando uma superfície de descontinuidade que marca a transição entre o Cretáceo Inferior e o Superior. Este é um exemplo de como o termo é usado na estratigrafia brasileira, ainda que não tenha aceitação e uso universais, como é o caso no Código Estratigráfico Internacional (*INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION*, 1994), pelo fato de que desde que estão aflorantes, podem estar registrando novas pedogênese,

fazendo com que seus limites sejam tempo-transgressivos, cortando sequências sedimentares de diferentes idades.

3.2. Silcretes

Lamplug (1902 *apud* KHALAF, 1988) usou as características químicas para designar como silcrete, ferricrete e calcrete os horizontes endurecidos enriquecidos em Si, Fe e Ca, respetivamente. Woolnough (1927), para descrever as crostas superficiais em Australia, propôs o termo de duricrosta, que agrupou os conceitos de silcrete, ferricrete, calcrete e alcrete, sendo posteriormente incorporadas crostas de outras composições químicas: gypcretes – S e magnesicrete- Mg (Dury, 1969). Assim, silcrete é definido como o tipo de duricrosta com conteúdo de silício superior a 85% em peso (SUMMERFIELD, 1983a), produto de iluviação por processos superficiais ou subsuperficiais, onde o solo, sedimento, rocha ou o material intemperizado são silicificados (Watson e Nash, 1997).

Os silcretes ocorrem desde o Pré-cambriano (NASH E ULLYOTT, 2007), predominantemente no Cenozóico em latitudes tropicais e subtropicais (THIRY, 1999), em diversas litologias: pelitos, silexitos, arenitos e conglomerados (ULLYOTT *et al.*, 1998). Geralmente exibem feições reliquiares e fratura conchoidal (NASH E ULLYOTT, 2007), espessura ~ 1 a 3 m (THIRY E SIMON-COINÇON, 1996), e formas tabulares, lenticulares ou botroidais (SUMMERFIELD, 1983a).

A determinação de sua gênese deve considerar três fatores-chave: fontes potenciais de sílica, suas rotas de transporte e fatores que levem à precipitação da várias espécies da sílica. Até 1981 a origem dos silcretes esteve associada só ao clima árido (*e.g.* Rubin e Friedman, 1981; Blatt *et al.*, 1980; James *et al.*, 1968), mas Summerfield (1983b) indicou que também poderiam ter sido desenvolvidos em paleoambiente de regime tropical úmido. Portanto se faz necessário analisar parâmetros como micromorfologia, macromorfologia e química para chegar a uma interpretação paleoambiental, ainda considerando possíveis

dificuldades por cimentos multifase de sílica, ou pela ocorrência de diferentes tipos de silcretes superficiais e/ou subsuperficiais numa região (NASH E ULLYOTT, 2007).

3.2.1. Classificação e tipos de silcretes

Os silcretes são principalmente desenvolvidos em condições geomorfológicas estáveis, fato que os fez inicialmente serem associados a climas áridos (Beetz, 1926; Prescott e Pendleton, 1952). Também podem ser gerados na evolução de uma paisagem ativa (Thiry, 1999), em climas monçônicos (Ullyot *et al.*, 1998) ou úmidos tropicais (Wopfner, 1978; Young, 1978). Um fator genético essencial está associado ao clima e fornecimento de sílica.

Os esforços para identificar sua gênese e paleoambiente iniciam com a caracterização macroscópica de Smale (1973), e posteriormente a proposta embasada na mineralogia e macromorfologia de Wopfner (1978, 1983), sem sucesso na sua aplicação. Já a classificação micromorfológica de Summerfield (1983a) foi aplicada até em outras duricrostas, identificando quatro tipos de microfábrica. Posteriormente Milnes e Thiry (1992), apresentaram a primeira classificação genética, diferenciando por micromorfologia, os pedogenéticos, por águas subterrâneas, e após de Thiry (1999), os associados aos evaporitos. Por último, Nash e Ulllyott (2007) apresentam a primeira classificação geomorfológica de silcretes (Figura 9), aplicada neste trabalho, com modelos de formação de silcretes pedogenéticos (ou pedogênicos) e não pedogenéticos (ou não pedogênicos), podendo estes últimos estar associados à águas subterrâneas, linhas de drenagem ou ambiente lacustrino.

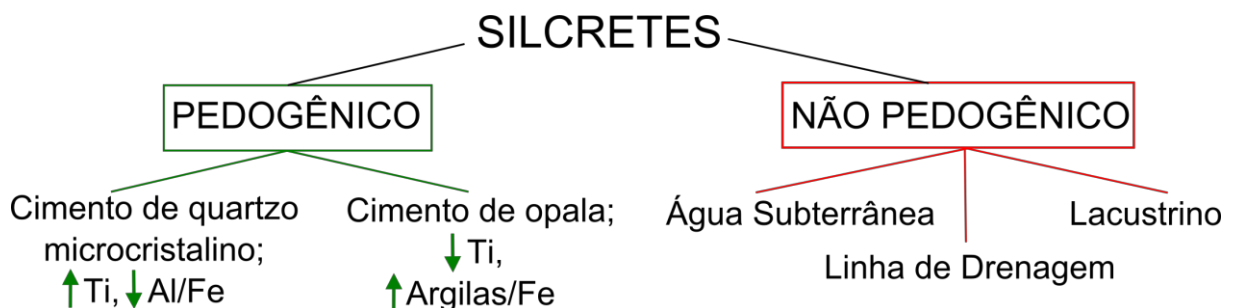


Figura 9. Classificação geomorfológica de silcretes de Nash e Ulllyott (2007).

Abaixo são caracterizados os modelos de formação de silcretos com base nesta classificação.

Pedogenéticos: são paleossolos silicificados, cujo tempo de formação, ainda em discussão, pode ser de ao menos de 10^6 anos. Geralmente desenvolvidos em perfis pedogênicos, indicando um hiato ou inconformidade no registro sedimentar. São gerados por percolação descendente de água que contém sílica, em ciclos de lavagem e precipitação associados a fortes sazonalidades com alta evaporação, pelo que uma feição diagnóstica é um horizonte de eluviação sobre outro de iluviação (Thiry e Ben Brahim, 1990). A maior manifestação de processos de transferência são as estruturas de coliformes geopetais, desenvolvidas ao longo do percorrido da água, junto com glóbulas, pequenas raízes e evidências de bioturbação (Summerfield, 1983c; Thiry et al., 2006; Terry e Evans, 1994). Em raros casos podem ocorrer raízes silicificadas exibindo claras estruturas celulares (Lee e Gilkes, 2005), sugerindo fixação de sílica ativa por processos biológicos durante o desenvolvimento de silcretos pedogênicos ou, a petrificação dos materiais vegetais após da morte. As transferências laterais de sílica podem gerar variações macromorfológicas de acordo à posição da paleopaisagem (Thiry and Millot, 1987; Terry and Evans, 1994; Van der Graaff, 1983).

Thiry (1999) distinguiu dois tipos de silcretos pedogênicos: os enriquecidos em microquartzo e Ti, com pouca argila e óxido de ferro; e os compostos predominantemente por opala com retenção de argilas e ferro. Uma organização do perfil complexo é diagnóstico de silcretos pedogênicos, com macro e micromorfologia variando constantemente através deste. Um perfil pedogênico típico pode estar diferenciado em duas seções, a superior exibe estrutura colunar com cimento de polimorfo de sílica bem estruturado e evidencia de interação dissolução - percolação (Milnes e Thiry, 1992), o que pode ser superposto por uma pseudo-brecha ou, mais raramente, uma zona nodular com evidências de dissolução e eluviação. A

parte inferior do perfil apresenta cimentação fraca de opala, frequentemente com zona nodular caracterizada por deposição iluvial (Thiry, 1978, 1981; Summerfield, 1983c). Porém, têm-se registro de perfis de opala menos diferenciados (Meyer e Pena dos Reis, 1985; Terry e Evans, 1994). Os silcretes pedogênicos podem apresentar-se semicontínuos ou lenticulares, por vezes associados a canais fluviais, ou como finas camadas, nódulos discretos ou veias na rocha (Callen, 1983; Hutton et al., 1972; Milnes e Thiry 1992; Misík, 1996).

Água subterrânea: associados ao lençol freático e sua flutuação, ocorrendo silicificação em condições freáticas ou nas saídas de água subterrânea, nas zonas de descarga, por movimentação da sílica, podendo cortar unidades de diferentes idades, fazendo com que não representem uma paleosuperfície. Exibem fábrica simples e morfologia lenticular. Este modelo de silicificação foi proposta por Thiry (1988), que analisou os silcretes da bacia de Paris, indicando sua origem associada à água subterrânea por dissecção da paisagem, determinando porosidade de 7 a 15% para arenitos com e sem silicificação respectivamente, indicando como fonte da sílica a mesma formação devido à lixiviação, e determinou o tempo de formação de cada nível de silcrete em 30.000 anos, através de dados químicos e balanço de massas.

Linha de drenagem: desenvolvidos em aluviões de sistemas fluviais antigos ou atuais, em locais marginais aos cursos de drenagem que estão sujeitos sazonalmente a molhamento e secagem, podendo indicar paleodrenagens, ou em zonas onde a flutuação do nível de água subterrânea atinge a superfície, se relacionando aos silcretes de água subterrânea.

Lacustrinos: desenvolvidos em, ou adjacentes a, lagos efêmeros ou praias de bacias endorréicas, por mudanças no pH e concentração da sal, indicando principalmente a ambiente lacustrino evaporítico, com possível associação a calcretes.

Thiry (comunicação verbal) explica que as silicificações subsuperficiais são desenvolvidas em faixas contínuas que acompanham geralmente a estratificação, podendo-se desenvolver em diagênese profunda (mesodiagênese), onde o cimento de sílica é originado nos contatos intergranulares por dissolução - pressão, produzindo silicificação massiva que envolve toda a camada litológica. Também ocorre em profundidades menores (eo- ou telodiagênese), devido à circulação de fluidos, desenvolvendo-se de forma relativamente contínua, afetando preferencialmente as granulometrias grossas, ou mais as camadas mais porosas, e em menor proporção as finas, normalmente mais impermeáveis. O pesquisador também argumenta que as silicificações superficiais são mais irregulares e heterogêneas, podendo se desenvolver sob diferentes condições: a) fluxos saturados em sílica cimentando camadas preferivelmente de granulometria grossa, b) ambientes muito ácidos, onde a silicificação corta indiferentemente capas finas e porosas, e c) superfícies com feições pedogenéticas, onde as concentrações de sílica se produzem devido à evaporação das soluções do solo, conhecendo-se como silcretes pedogenéticos.

O presente trabalho considerara os conceitos de Milnes e Thiry (1992), Thiry (1999), assim como a classificação de Nash e Ullyott (2007).

3.2.2. Química e Mineralogia

Apresentam química simples, com conteúdo de SiO superior a 85 % em peso, e quantidades mínimas de óxidos de titânio, alumínio e ferro, representados predominantemente por anatásio, argilas aluminosas e goetita + hematita, respectivamente (SUMMERFIELD, 1979, 1982; 1983a). Para Nash e Ullyott (2007) a mineralogia reflete o material parental e condições de deposição da sílica, tendo usualmente detritos quartzosos, e no cimento um rango de espécies de sílica, podendo preencher ou contornear cavidades. Thiry e Milliot (1987) e Flörke (1991) identificaram uma organização sistemática nos polimorfos da sílica,

tendo maior solubilidade as espécies menos estáveis e cristalinas, iniciando com opala amorfa, opala microcristalina, calcedônia, microquartzo e finalmente quartzo cristalino ou megaquartzo (Figura 10). Este ordenamento geralmente aumenta ao topo do perfil em silcretes pedogenéticos (THIRY, 1978, 1988), assim que diminui a quantidade de outros óxidos (THIRY; MILLIOT, 1987). A presença de espécies de sílica depende do polimorfo inicialmente precipitado, e da história diagenética subsequente do material, geralmente passando do polimorfo mais ao menos solúvel, através de processos de dissolução e cristalização (Figura 10), que influenciam a saturação das soluções que percolaram o silcrete (DOVE; RIMSTIDT, 1994). A existência de duas ou mais espécies de sílica na mesma amostra, representa a recristalização ou neomorfismo da opala primária, e se as espécies tem estabilidade gradual, indicariam deposições cíclicas das fases (Thiry and Millot, 1987).

Suas características micromorfológicas consistem em microfábrica, cimento, feições geopetais, glóbulos e recheio de poros. A microfábrica se define segundo Summerfield (1983a), pela proporção e tamanho dos grãos detríticos. Existem feições normalmente restritas a um tipo de silcrete, como as glóbulas aos de origem pedogenéticos.

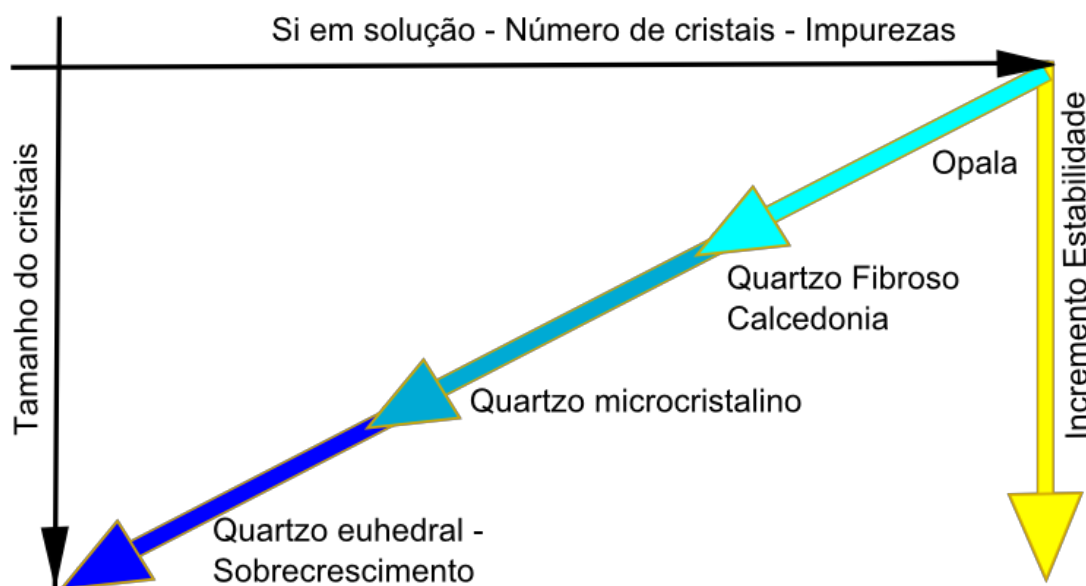


Figura 10. Sucessão de espécies de sílica, com relação a seu incremento de estabilidade cristalina, tamanho do cristal, e solubilidade ou sílica em solução (THIRY *et al.*, 2014).

3.3. Estruturas Micromorfológicas

Os processos de intemperismo, pedogênese e silicificação são identificados através da mineralogia e, principalmente, das microestruturas, que são descritas usando os seguintes termos:

- **Cristalária:** Inicialmente descrito por Andreis (1981), como não sendo exclusivamente pedológica apresentando-se como cristais isolados na matriz -s, ou agregados cristalinos preenchendo cavidades de gênese diversa, em variadas formas como rosetas e esferulitos, sendo classificados pela sua fábrica e mineralogia. Summerfield (1982) reporta agregados com polimorfos de sílica preenchendo poros em silcretes de diferentes tipos.
- Cutan ou Cutã (Revestimento, *Clay skin*), Feição pedológica caracterizada pela acumulação de plasma ao redor de uma superfície natural do solo (de grão, poro ou agregado), sem estar sobrepostos à massa basal (não são impregnações) e com limites nítidos. São definidos pela sua natureza (superfície que recobrem) e mineralogia (DORRONSORO, 1998). Sua formação está associada a processos de iluviação, na primeira etapa da pedogênese, ou, a processos de migração e concentração de soluções na matriz-s (ANDREIS, 1981).
- **Feições Geopetais (Pêndulos, *Pendants*):** Estruturas formada por lamelas, empilhadas ou paralelas entre si, com uma orientação, com alternância composicional entre sílica e óxidos de ferro ou manganês ou titânio, ocorrendo em sedimentitos e silcretes, especialmente pedogenéticos, como coliforme iluvial. Sua origem não é clara, mas estão relacionados com movimentos gravitacionais de soluções em condições de alternância úmido-seca (NASH; ULLYOTT, 2007).
- **Glóbula ou Nódulo (Concreção):** Termo pedológico que descreve uma estrutura com concentração de certos componentes e/ou fábrica diferente, gerando um limite

diferencial com a matriz-s, ocorrendo em silcretes pedogenéticos e de água subterrânea (NASH; ULLYOTT, 2007). Principalmente em cores obscuras, devido ao anatásio ou óxidos de ferro, além de zonação concêntrica ou fabrica interna (THIRY, 1978).

- Hiporrevestimento: Feição pedológica na matriz-s, mas adjacente às superfícies naturais (geralmente poros), podendo ser impregnações ou textura de empobrecimento, indicando iluviação ou eluviação respectivamente (DORRONSORO, 1998).
- Matriz-S: “Material que sustenta o solo, onde ocorrem as feições pedológicas, sem apresentar formas ou orientações” (ANDREIS, 1981, p.41).
- Pedotúbulo: Termo pedológico que define as estruturas tubulares tanto macro, como microscopicamente, carecem de espaço central, a diferença dos cutãs iluviais, normalmente associados à atividade vegetal, subordinadamente animal e seu preenchimento pode ser indicador ambiental de sua formação (ANDREIS, 1981).
- Ped: Unidade estrutural básica do solo, com dimensões e formas variadas, podendo estas associar-se a horizontes do solo ou processos de formação específicos (RETTALLACK, 1988). Seus limites estão definidos por planos de debilidade produzidos por umectação-secamento, e em sua gênese influência a proporção de argilas, matéria orgânica, poros e partículas presentes (ANDREIS, 1981).
- Preenchimento de cavidades: Os espaços vazios nos silcretes podem estar parcialmente ou completamente preenchidos com variedade de sílica e outros minerais, resultado da movimentação da água de poro no ultima parte da diagênese, sendo um indicador da química água de poro. (NASH E ULLYOTT, 2007).
- Texturas de empobrecimento (*depletion*): Perdas soluções, principalmente de Fe, Mn ou carbonato, em referência à matriz –s (AGUILAR *et al.*, 1998).

Segundo Dorronsoro (1998) existem três processos básicos na pedogênese: Fragmentação, Alteração Química e Translocação. Já processos específicos: carbonatização,

gipsificação, eluviação- iluviação, lixiviação, podzolização e hidromorfia, são produtos da combinação dos básicos com diferentes intensidades, formando determinado tipo de solo, ou feição específica em muitos tipos pedogenéticos. Este autor indica as seguintes definições

- Translocação: Transporte de substâncias, que mescla e concentra ou dilui e separa materiais pedogenéticos através de bioturbação animal, ou por efeito mecânico, principalmente da água, podendo até eliminar substâncias fora do perfil ou concentrá-las em determinadas profundidades, identificando-se microscopicamente em poros revestidos.
- Alteração Química: Presente na pedogênese, intemperismo e diagênese. Inclui a alteração mineralógica e do material orgânico a través de processos de hidratação, hidrólise, ferrólise, e oxidação, entre outros, produzindo novos produtos minerais ou complexos orgânicos (Figura 11).
- Iluviação de argila: A iluviação é o processo onde material de horizontes superiores é carregado e concentrado em níveis inferiores. A iluviação de argila se produz por migração mecânica pelas precipitações atmosféricas, infiltrando-se nos macroporos dos horizontes superiores, e entrando nos microporos dos horizontes inferiores, formando finas películas de argila ao redor destes microporos (cutã ou clay skin), e posteriormente ao redor dos grãos e agregados, gerando microestruturas de fácil reconhecimento.
- Lixiviação: Saída por lavagem, de substâncias volúveis, para fora do perfil do solo.
- Podzolização: Engloba a eluviação de Al e Fe, junto com a matéria orgânica nas zonas superficiais e sua acumulação nas zonas profundas do perfil, assim como a formação de complexos organometálicos. Este processo ocorre em situações de forte acidez, causando extrema alteração da fase mineral, e diferenciação de horizontes. O processo é

evidenciado em microestruturas onde os grãos de areia são recobertos por matéria orgânica.

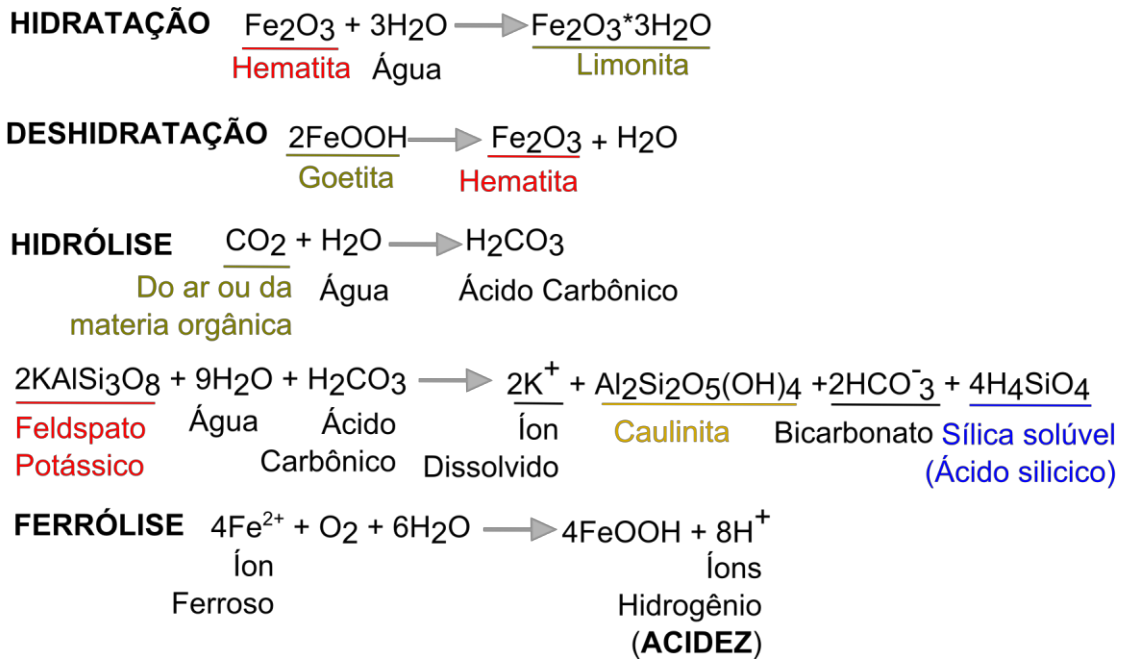


Figura 11. Equações de processos de alteração química no intemperismo e pedogênese (Press *et al.*, 2006).

- Hidromorfia: Estado de saturação de água no solo, rocha ou sedimento, permanente ou temporário, que produz condições redutoras de Fe e Mn, mobilizando e redistribuindo-os no perfil, gerando zonas de lavagem destes elementos, de cores verdes e cinzas. Este processo está associado à ferrólise (Figura 11), ocorrendo liberação de íons hidrogênio durante a redução, pelo que o médio é acidificado (Figura 12). Em condições secas, o Fe e Mn são oxidados, sendo imobilizados e acumulados em áreas vermelhas e pretas. Em condições de saturação constante, a redução predomina, descolorando o solo. Em fases secas prolongadas associadas à alternância climática com flutuação freática, as condições oxidantes e redutoras geram abundantes manchas avermelhadas, misturadas com outras verdes e cinzas. Os óxidos e hidróxidos de Fe estão fortemente influenciados pelas condições redox e de acidez/alcalinidade do solo.
- Ferrólise: Processo de alternância de condições secas e úmidas, que gera a hidrólise e oxidação do ferro, acidificando o ambiente, gerando substituição de cátions básicos

trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+) e de alumínio trocável (Al^{3+}) por ferro trocável (Fe^{2+}) durante processos de redução, e ao retorno das condições de oxidação, os cátions básicos são lixiviados e ferro (Fe^{2+}) oxidado (Fe^{3+}) pode ser substituído por alumínio, liberando sílica pelo intemperismo de argilas silicáticas a oxidadas (Figura 11).

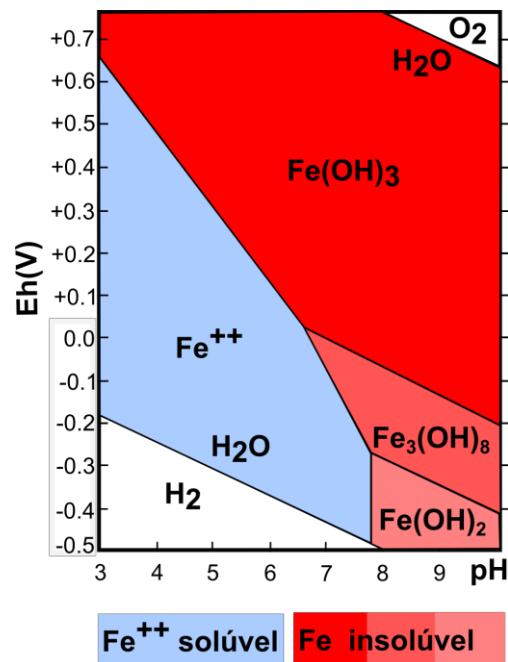


Figura 12. Regiões de estabilidade das formas de Fe em função do Eh/pH (DORRONSORO, 1998).

- Complexos orgânicos: A fração orgânica pode interagir com os minerais a través dos seguintes grupos funcionais: $-\text{O}-$, $-\text{NH}_2$, $-\text{N}=\text{N}$, $-\text{COO}-$, $-\text{C}=\text{O}$., formando complexos argilo- húmicos ou complexos metálicos. O primeiro apresenta geralmente ligação iônica com elemento ou mineral complemento, sendo muito estáveis insolúveis e de grande tamanho. Nos complexos organometálicos o complemento são íons metálicos, como Fe, Al, Zn, Cu.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Este capítulo apresenta os métodos usados no presente trabalho, desenvolvidos através das etapas de: revisão bibliográfica, campo, escritório e laboratório.

4.1. Dados de sub-superfície, base cartográfica e geológica de Manaus

A CPRM – Superintendência Regional (SUREG) de Manaus disponibilizou dados de 2760 poços do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS, em fevereiro de 2013, através de uma base de dados digital, em formato Access (Microsoft). Destes poços, 1119 com descrição litológica foram analisados no presente estudo. Nesta superintendência também forneceram a base cartográfica, que abrangeu mapas de curva de nível, drenagens uni e bifilar, falhas, fraturas e geologia, da região de Manaus e arredores, em escala 1:100.000, tanto em meio físico quanto digital.

Considerando a litologia, profundidade, ocorrência de silicificação, localização e/ou coordenadas geográficas, e altitude topográfica da boca do poço, foram selecionados os furos que através de mapas, perfis e seções, permitiram visualizar em planta e cortes verticais as camadas silicificadas e sua variação nas espessuras e profundidades na cidade de Manaus.

4.2. Campo

No planejamento desta etapa foram definidos os locais a visitar, consultando geólogos conhecedores da região, e trabalhos com ocorrências do “Arenito Manaus”. Inicialmente só se iria estudar à zona urbana de Manaus, representada nos afloramentos de Ponta Negra, Cachoeira Alta do Tarumã e Ponta Lajes, mas a falta de exposições de rocha na cidade, causou a inclusão na área de estudo, das margens do estreito do Rio Negro, ao sudeste do arquipélago de Anavilhanas.

4.2.1. Levantamento de Campo

O acesso aos pontos onde foram realizados os levantamentos de campo foi feito via terrestre e fluvial, em quatro fases de campo, entre outubro de 2012 e abril de 2013, quando o

nível da água estava mais baixo, e havia maior exposição de rocha. Esta etapa foi composta das seguintes sub-etapas:

Reconhecimento da área: foi percorrido cada afloramento, escolhendo as melhores exposições das unidades para sua descrição. Sua localização foi obtida em coordenadas geográficas em sistema UTM com datum WGS 84, usando o GPS- Garmin E-TREX-20. Para determinar as dimensões e geometria da área aflorante e das camadas silicificadas, caminhou-se pelo contorno do afloramento com o GPS ligado no modo trilha.

As unidades foram caracterizadas de base a topo nos afloramentos descrevendo: sua geometria, litologia, espessura, mergulho, cor, granulometria, seleção, mineralogia, estruturas sedimentares, fósseis e/ou bioturbações, contatos e feições estruturais, assim como o grau e/ou perfil de intemperismo. Estas informações foram sintetizadas em seções colunares, consideradas representações gráficas a escala de uma sequência e as relações estratigráficas das unidades rochosas numa região, com litologias representadas por símbolos padronizados (Suguio, 1998), e nos afloramentos com descontinuidade vertical, foi usada a continuidade lateral das unidades para obter seções colunares compostas.

Segundo Suguio (1998) a seção geológica é a representação em corte da distribuição subsuperficial dos tipos litológicos, suas relações espaciais e estruturais, aprimorando a geologia de superfície. Empregando este conceito foram construídas seções geológicas com base nos dados subsuperficiais dos poços selecionados.

Foram amostradas unidades silicificadas com variação na litologia, estrutura sedimentar e intemperismo. Também foram amostradas diferentes litotipos das unidades vizinhas a ditas silificações, com o intuito de observar as feições diagenéticas em ambas, e já nas silicificadas, as microestruturas que caracterizaram o processo. Além disso, foi incluída uma amostra subsuperficial de furo de sondagem de -20 m desde o leito do Rio Negro, extraída na obra da ponte homônima, que conecta os municípios de Manaus e Iranduba,

gentilmente cedida pelo geólogo Antônio Gilmar Honorato de Souza. O número dado a cada amostra segue o seguinte padrão: nome do projeto/número do afloramento/letra do ponto de coleta no afloramento/número da amostra nesse ponto. Assim, um exemplo fica DCR01A02.

Em cada afloramento foi montado uma seção panorâmica, fazendo um mosaico de fotografias em sequência, permitindo uma visão panorâmica do local, seguindo a técnica descrita por Arnot *et al.* (1997).

4.3. Escritório

Os dados coletados com o GPS, junto com a base cartográfica da cidade de Manaus, serviram para elaborar o mapa de localização e área dos afloramentos em ArcGis- ESRI Inc. 10.0 (2010), sendo possível consultar as cotas das silicificações e dimensionar suas ocorrências.

4.3.1. Análise de Fácies Sedimentares

O termo fácies vem sendo debatido e desenvolvido por diversos autores (e. g. MOORE, 1949 *apud* SUGUIO, 2003; MIDDLETON, 1978 *apud* LINDHOLM, 1987 e BATES e JACKSON, 1987). Walker (1992) define este como “corpo rochoso constituído por uma combinação particular de atributos litológicos e de estrutura física e biológica, os quais apresentam aspectos distintos dos corpos de rocha dispostos acima, abaixo e lateralmente adjacentes”. Atualmente, o termo fácies é usado tanto em sentido descritivo como interpretativo, podendo descrever atributos litológicos especificamente (litofácies), paleontológicos (biofácies), ou uma mistura destas informações, sendo chamado só de fácies (Miall, 1996), conceito este adotado no presente trabalho.

Esta análise foi feita tanto no campo como no escritório, em três etapas seguindo a proposta de Fernandez (1992): 1- Descrição: envolveu a individualização preliminar das unidades e sua posterior definição embasada na litologia, estruturas, texturas, geometria, conteúdo fossilífero e paleocorrente, e posteriormente, a definição das características de cada

fácies; 2- Interpretação: abrangeu a dedução dos processos deposicionais de cada fácies, exame das relações espaciais entre elas, reconhecimento de associações de fácies e a interpretação do ambiente deposicional de cada associação; e 3- Síntese: que determinou a elaboração do modelo deposicional e a reconstituição da evolução paleoambiental.

A definição das fácies foi feita empregando a classificação de Miall (1996), identificando a litologia com letra maiúscula e a estrutura sedimentar com minúscula. As descrições das unidades em campo foram sintetizadas, advertindo variações de cada uma através dos afloramentos, além de indicar o tipo de contato e as unidades soto- e/ou sobrepostas. Foram feitas pranchas dos afloramentos mais representativos com fotografias das feições mais relevantes de cada fácies, e desenhos das seções colunares indicando as principais feições geológicas como a litologia, estratificação ou laminação, contatos e ocorrência de silicificações, bioturbação e paleossolos.

Com base na literatura (Lindholm, 1987; Miall, 1992; Silva *et al.*, 2008; Suguio, 2003; Tucker, 1991, 2003), foram interpretados os processos que originaram as fácies, e depois de analisar as relações espaciais entre elas, foram reconhecidas as associações de fácies. Finalmente, com os dados obtidos somados à caracterização feita, e considerando os conceitos de Miall (1996) e Walker (2006), foi deduzido o ambiente deposicional.

4.4. Laboratório

Na etapa de Laboratório, as amostras coletadas foram tratadas tanto para análise química, quanto para confecção de lâmina delgada. Nas primeiras, fluorescência e difração de raios X (fração fina), as amostras passaram inicialmente por britagem e pulverização no Laboratório de Laminação da CPRM/ Manaus.

4.4.1. Análise de Fluorescência de Raios – X (FRX)

As amostras pulverizadas foram peneiradas em *mesh* #200, e foi separada uma grama de amostra para a análise, feita usando a técnica de fluorescência de raios X por energia

dispersiva, no equipamento Panalytical Epsilon 3-XL, do Laboratório de Ensaio Físico-Químicos da Faculdade de Tecnologia da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). O resultado apresenta o conteúdo dos óxidos maiores em porcentagem do peso total, sendo que o equipamento tem restrição de leitura dos elementos com número atômico menor ao sódio (#11) e maior ao urânio (#92).

4.4.2. Análise de Difração de Raios – X (DRX)

A preparação destas amostras foi realizada no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geociências (DEGEO) da UFAM. Posteriormente foram analisadas no equipamento Shimadzu XRD-6000, no Laboratório de Técnicas Mineralógicas no DEGEO-UFAM.

Para análise de rocha total, a amostra foi colocada em uma solução com água oxigenada para eliminação de resíduos orgânicos. Depois, a amostra foi desagregada em um gral de ágata e finalmente disposta no molde para sua análise. Já a preparação da fração fina incluiu secagem da amostra, peneiramento em *mesh*#250, reação com pirofosfato, dissolução em água e decantação, pipetagem e centrifugação. O material argiloso foi espalhado sobre lâminas de vidro, e deixado para secar a temperatura ambiente. Após seco, o material foi analisado no difratômetro. Foram obtidos difratogramas, com picos do conteúdo mineral da amostra, sendo interpretados através da base de dados do equipamento, considerando o contexto geológico da amostra.

4.4.3. Análise em Microscópio Petrográfico

O equipamento usado nesta técnica foi o microscópio petrográfico, marca Olympus, modelo BX51, do Laboratório de Petrografia da Pós-Graduação do DEGEO-UFAM. A observação de lâminas delgadas compreende análise petrográfica textural e composicional, identificação de feições diagenéticas e microestruturas pedogenéticas e/ou de silicificação. Estas microestruturas e seus processos associados são descritos no item 3.4.

A preparação de lâminas delgadas se inicia na seleção da porção da amostra com indicação de orientação, corte e impregnação com epóxi azul para facilitar a definição de porosidade e posterior desbastação até atingir espessura de 30 µm, procedimento realizado no Laboratório de Laminação da CPRM/ Manaus.

4.4.3.1. Petrografia

A caracterização textural consistiu na contagem de 300 grãos do arcabouço da amostra por lâmina, e na descrição dos itens da Tabela 1, considerando as definições de medição.

Tabela 1. Características avaliadas na caracterização textural, com seus parâmetros de medição.

Característica	Definição ou Parâmetro de medição
Classificação granulométrica de sedimentos siliciclásticos para arenitos, siltito e argilitos	Folk (1974)
Tamanho de partícula	Tabela de Wentworth (1922 <i>apud</i> FOLK 1974)
Morfometria: esfericidade e arredondamento das partículas	Tucker (2003)
Seleção granulométrica	Tucker (1985)
Orientação preferencial	Tucker (2003)
Tipo de contato entre partículas	Tucker (2003)
Arranjo espacial	Tucker (2003)
Tipo de empacotamento	Kahn (1956).
Tipo e origem de Porosidade	Choquette e Pray (1970)

A análise composicional consistiu em uma segunda contagem de 300 pontos por lâmina, identificando arcabouço, matriz (não reconhecendo o cimento) e poros, aplicando a classificação o Folk (1968), reconhecendo na contagem total de quartzo as variedades mono e policristalinas. Esta caracterização compreende a identificação mineralógica de grãos e cimento, segundo características ópticas e determinação de porosidade petrográfica total, com valores comuns de 5 a 25%. (SUGUIO, 2003). No presente trabalho foi adotado o conceito de De Ros (1996) e De Ros e Cesero (1986), que consideram que pela matriz ser o material detrítico de fração pelítica, transportado em suspensão segundo as leis da hidrodinâmica, pode ser depositada junto, e/ou posteriormente à fração areia, ocorrendo também como produto diagenético, chamada de pseudomatriz, ou em caso de paleosolos, de matriz-s.

4.4.3.2. Determinação de feições diagenéticas

Para o reconhecimento dos principais processos diagenéticos como compactação, dissolução, autigênese, hidratação, oxidação, redução, recristalização, estabilização / inversão/ neomorfismo, foram adotados os conceitos de De Ros e Goldberg (2013), os quais são fundamentais para identificar os estágios diagenéticos pelos que as amostras passaram. Neste trabalho é adotada a classificação diagenética de Choquette e Pray (1970), que abrange três estágios diagenéticos: eodiagênese – mesodiagênese – telodiagênese. O primeiro estágio considera o conjunto de processos desde que o material se deposita, até que é isolado de fluidos superficiais – soterramento efetivo. O segundo é representado pelas mudanças minerais, e já o último inclui a exumação do material, desde que tem contato com fluidos superficiais. Considerando que se há ação de matéria orgânica e raízes, necessariamente ocorrem processos pedológicos, e a pedogênese pode apresentar-se no primeiro e último estágio diagenético.

4.4.3.3. Microestruturas

Foram identificadas microestruturas que evidenciavam pedogênese e silicificação, em amostras com ou sem fábrica da rocha original. Os conceitos e interpretação destas microformas são explicados no item 3.3 do presente trabalho.

4.5. Análise em Microscópio Eletrônico de Varredura

Esta técnica foi aplicada a lâminas delgadas selecionadas, que foram metalizadas em ouro e posteriormente analisadas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) modelo Quanta 250 FEI, do Laboratório de Técnicas Mineralógicas no DEGEO- UFAM. Com o intuito de confirmar a mineralogia em microestruturas, embasando-se em mapas de composição elementar, foram aplicadas as técnicas de captura de imagens retroespalhadas (ERE), e espectrometria dispersiva de raios X (EDX).

O princípio físico destas análises consiste na incidência de feixe de elétrons em materiais sólidos, neste caso lâmina delgada sem lamínula, produzindo interações inelásticas no contato com elétrons externos, e interações elásticas no encontro com núcleos atômicos, o que determina sua distribuição espacial. Os elétrons incidentes chegam a sair novamente da amostra, sendo secundários se têm contato superficial na amostra, ou, retro-espalhados se alcançaram um nível mais fundo na superfície bombardeada, formando imagem dos cristais diferenciando sua composição química, o que pode levar a definir a mineralogia dos cristais analisados. Além disso, a interação entre os elétrons bombardeados e os núcleos atômicos origina a emissão de fótons de raios-x, com energia dos elétrons incidentes, que origina espectro contínuo de raios-x (EDS - espectroscopia de energia dispersiva de raios-X) usado como análises químicas pela resposta característica em cada elemento, gerando histograma de determinado ponto, assim como mapas ou perfis composicionais.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Mapa de afloramentos e dimensões das silicificações na área de estudo

Foram visitados treze afloramentos na área de estudo, suas coordenadas geográficas são indicadas na Tabela 2. A localização e contorno dos afloramentos com silicificações superficiais são apresentados no mapa da Figura 13, onde se observa que estes ocorrem entre as cotas de 0 a 30 m do Rio Negro. Só no afloramento DCR13 ocorre uma superfície contínua silicificada de argilito vermelho, sendo a unidade basal do afloramento com morfologia tabular, área de 365 m por 345 m e 1,5 m de espessura. Nos outros afloramentos a silicificação foi descontínua, através de arenitos, subordinados pelitos e conglomerados, em superfícies mínimas de 217 m por 30 m, no DCR10, máximas de 928 m por 210 m, no DCR09, e espessuras entre 0,5 e 2,0 m dos DCR08 e 05, correspondentemente (Tabela 3 e Figura 16 - 24). As silicificações ocorrem pontuais, em porções ou áreas dos afloramentos, excetuando o DCR13 que exibe superfície tabular silicificada ampla e contínua (Figura 24).

Tabela 2. Coordenadas geográficas de afloramentos, pontos visitados e amostra subsuperficial (Datum WGS 84).

Pontos	Latitude (°)	Longitude (°)	Pontos	Latitude (°)	Longitude (°)	Pontos	Latitude (°)	Longitude (°)			
1	DCR01A	-3,065	-60,107	18	DCR03A	-3,082	-60,262	35	DCR07B	-3,072	-60,319
2	DCR01B	-3,064	-60,108	19	DCR04A	-3,056	-60,281	36	DCR07C	-3,074	-60,320
3	DCR01C	-3,065	-60,108	20	DCR04B	-3,056	-60,281	37	DCR07D	-3,075	-60,321
4	DCR01F	-3,065	-60,108	21	DCR04C	-3,057	-60,281	38	DCR08A	-3,068	-60,320
5	DCR02A	-3,009	-60,054	22	DCR04D	-3,057	-60,281	39	DCR08B	-3,068	-60,320
6	DCR02B	-3,009	-60,055	23	DCR04E	-3,057	-60,281	40	DCR08C	-3,068	-60,320
7	DCR02C	-3,009	-60,053	24	DCR04F	-3,057	-60,281	41	DCR09A	-3,043	-60,346
8	DCR02D	-3,009	-60,054	25	DCR04G	-3,057	-60,280	42	DCR09B	-3,042	-60,344
9	DCR02E	-3,008	-60,054	26	DCR05A	-3,055	-60,305	43	DCR10A	-3,004	-60,391
10	DCR02F	-3,009	-60,054	27	DCR05B	-3,053	-60,307	44	DCR10B	-3,003	-60,390
11	DCR02G	-3,009	-60,054	28	DCR05C	-3,055	-60,305	45	DCR10C	-3,002	-60,389
12	DCR02H	-3,010	-60,053	29	DCR05D	-3,055	-60,306	46	DCR11A	-3,017	-60,399
13	DCR02I	-3,009	-60,053	30	DCR06A	-3,068	-60,308	47	DCR11B	-3,015	-60,399
14	DCR02J	-3,009	-60,054	31	DCR06B	-3,068	-60,308	48	DCR12	-3,002	-60,123
15	DCR02K	-3,009	-60,054	32	DCR06C	-3,068	-60,308	49	DCR13	-3,116	-59,905
16	DCR02L	-3,008	-60,056	33	DCR06D	-3,069	-60,308	50	DCR-PRN	-3,111	-60,073
17	DCR02M	-3,007	-60,056	34	DCR07A	-3,072	-60,319				

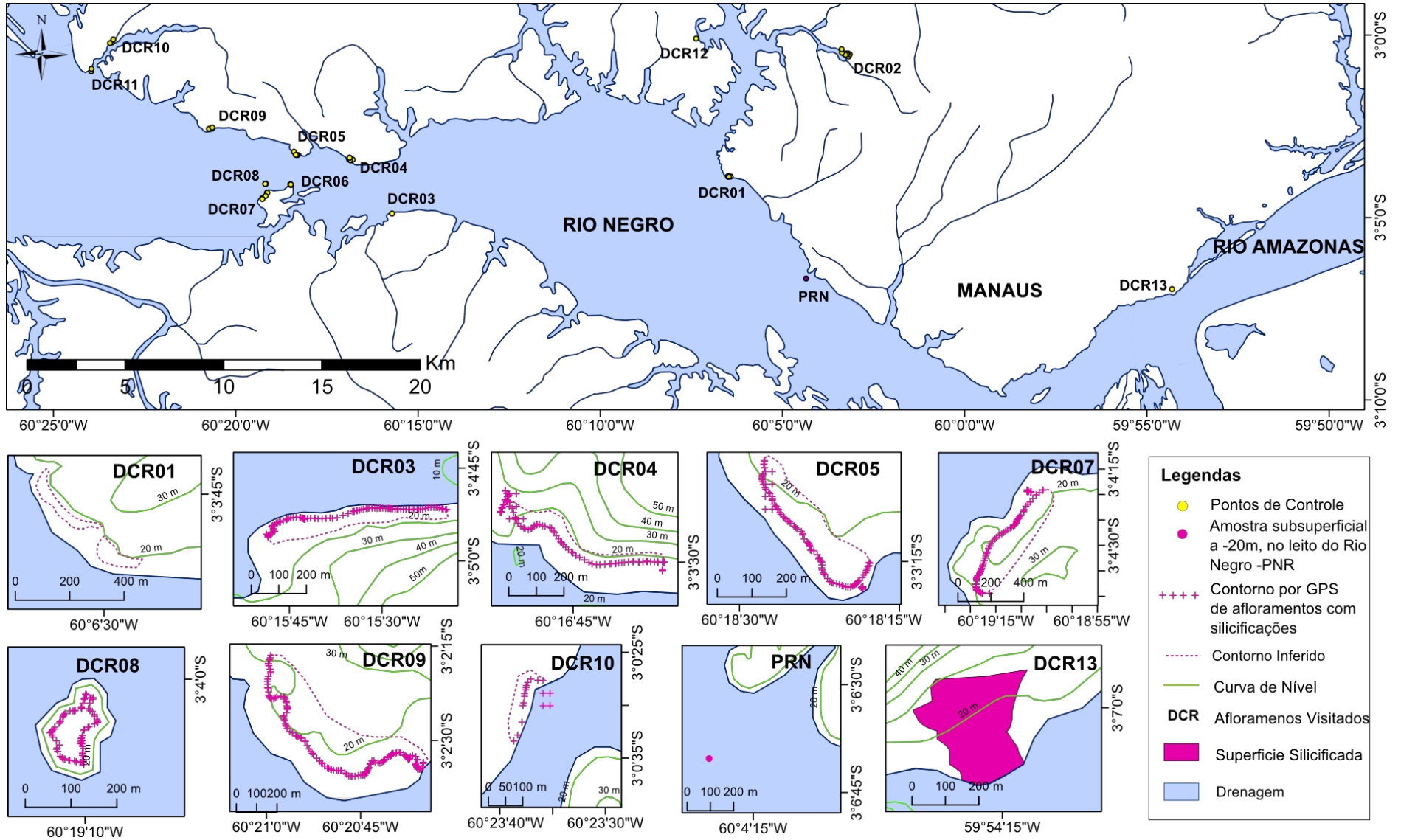


Figura 13. Mapa de localização do presente estudo, com afloramentos e pontos de controle. Contornos dos afloramentos com silicificações, e amostra subsuperficial.

Tabela 3. Dimensões dos afloramentos com silicificações superficiais, sua continuidade e espessura.

Afloramentos	Dimensões	Silicificação em Superfície	Espessura da Silicificação
DCR01	482 m x 80 m	Descontínua	1,25 m
DCR03	912 m x 115 m	Descontínua	0,6 m
DCR04	623 m x 66 m	Descontínua	3,0 m
DCR05	443 m x 123 m	Descontínua	2,0 m
DCR07	739 m x 164 m	Descontínua	1,5 m
DCR08	150 m x 98 m	Descontínua	0,5 m
DCR09	928 m x 210 m	Descontínua	0,75 m
DCR10	217 m x 30 m	Descontínua	1,0 m
DC013	365 m x 345 m	Contínua	1,5 m

O DCR02, na Cachoeira Alta do Tarumã (DCR02L) exibe a maior espessura da área de estudo, 17,8 m (medida com trena) de intercalações de arenitos friáveis e níveis tabulares compactos, alcançando estes últimos até de 2 m de espessura (Figura 14). Estes níveis foram descritos por Franzinelli e Rossi (1997) como horizontes silicificados. No presente trabalho foi feita nova tentativa de amostragem, descendo ao longo da escarpa por rapel, mas não foi possível alcançar as mesmas camadas. Assim, não foi possível confirmar por observação de campo silicificação nestes níveis.

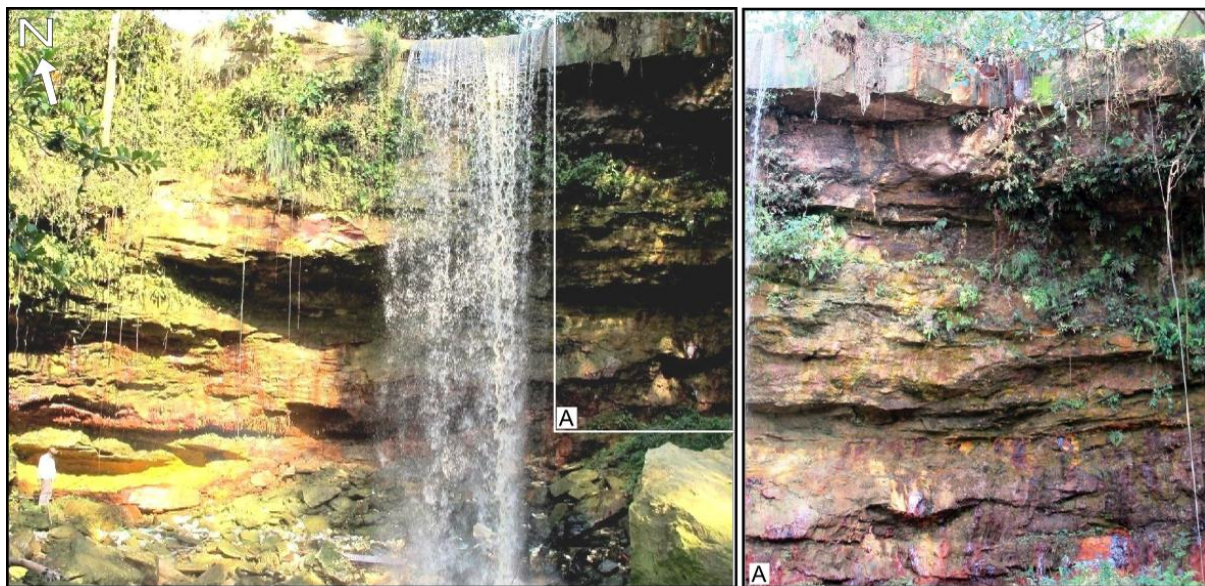


Figura 14. Cachoeira Alta de Tarumã, máxima espessura de 17,8 m, de arenitos friáveis alternados com compactos tabulares.

A amostra subsuperficial PRN, cedida pelo geólogo Antonio Gilmar Honorato de Souza, pertence ao ponto de apoio número 60 da ponte do Rio Negro, que conecta Manaus e Manacapuru. Durante a perfuração deste apoio, a coluna de água foi 44,7 m, a amostra PRN foi obtida da profundidade -20,23 m desde o leito do rio, e correspondendo a argilito

vermelho silicificado estriado e textura lustrosa - *slickenside* (Figura 15), muito similar ao argilito silicificado do DCR13 (Figura 29), localizado aproximadamente a 13,75 km ao leste.



Figura 15. Amostra subsuperficial DCR-PRN, correspondente ao apoio 60 da Ponte do Rio Negro, obtida na profundidade -20,23 m desde o leito do rio.

5.2. Fácies Sedimentares

As seções colunares dos afloramentos mais representativos da Formação Alter do Chão, e com maior número de silicificações, são apresentadas na Figura 16 - 24. Nas seções estudadas foram identificadas nove fácies sedimentares, denominadas pelos códigos Aa, Ap, At, Am, Al, Afb, Pm e Pb, baseada na classificação de Miall (1996) e indicadas na Tabela 4.

Os litotipos destas fácies abrangem arenitos, conglomerados e pelitos, sendo caracterizadas por estratificações cruzada acanalada e tabular, plana paralela, laminação cruzada, acamamento maciço e gretas de contração. Foram adoptados os conceitos de Lindholm (1987) no porte de estratificação, Retallack (1988) tipologia de pedis, e Allen (1982) na classificação das gretas de contração. As feições pedogenéticas também foram descritas, junto com as bioturbações, porém as formas recentes destas últimas encontradas nas fácies Aa, Ap, At e Am, como orifícios de 1 a 6 cm de diâmetro localmente interconectadas foram desconsideradas na descrição das fácies.

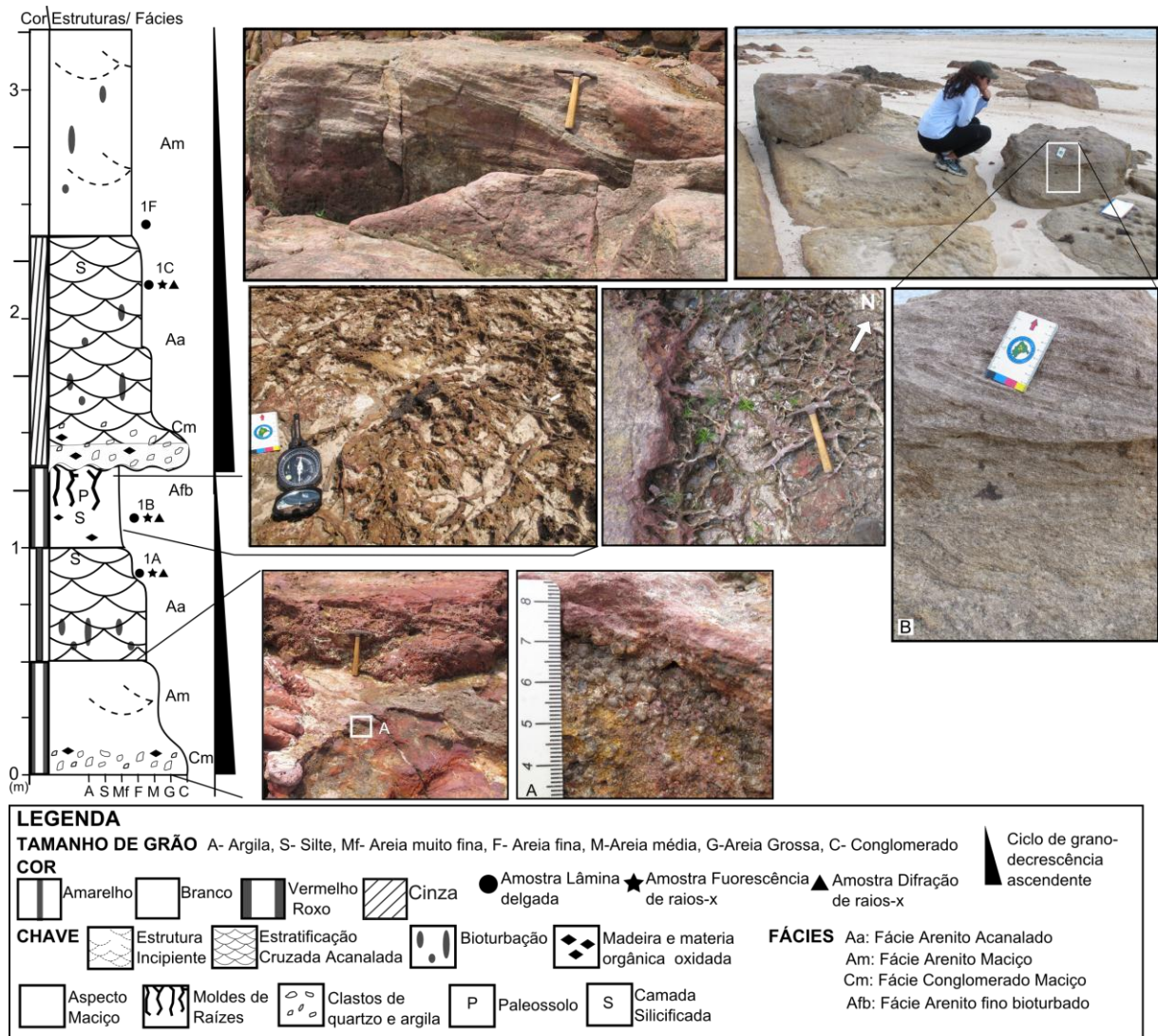


Figura 16. Seção colunar DCR1. De baixo para acima, as fotos dos arenitos grossos, moldes das paleoraízes formando redes horizontalizadas, e estratificação cruzada acanalada.

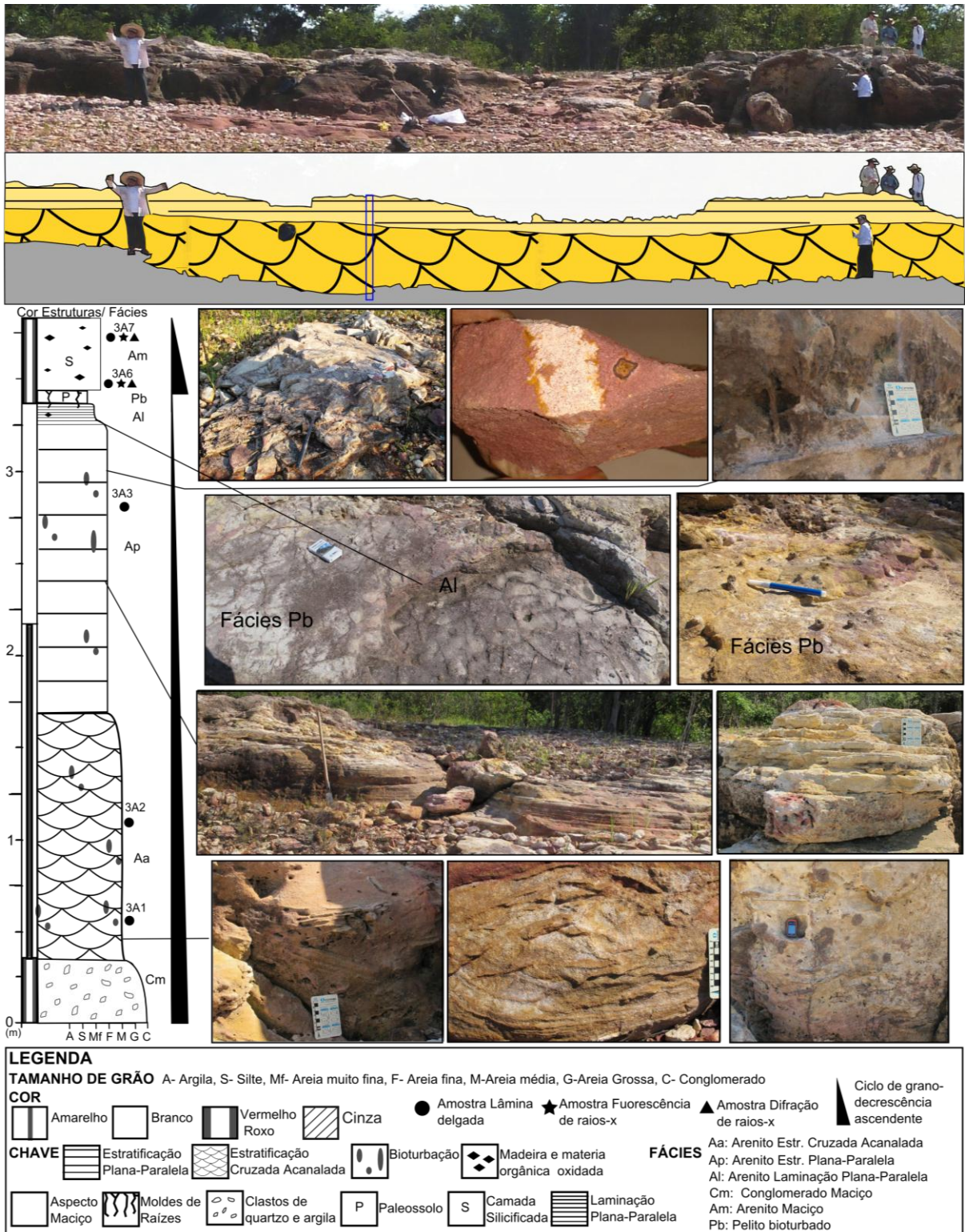


Figura 17. Seção colunar DCR3. Fotos da estratificação cruzada acanalada na parte basal do afloramento, sotopostos a arenitos com estratificação plano paralela, e no topo, detalhe da bioturbação, além de uma seção panorâmica do afloramento.

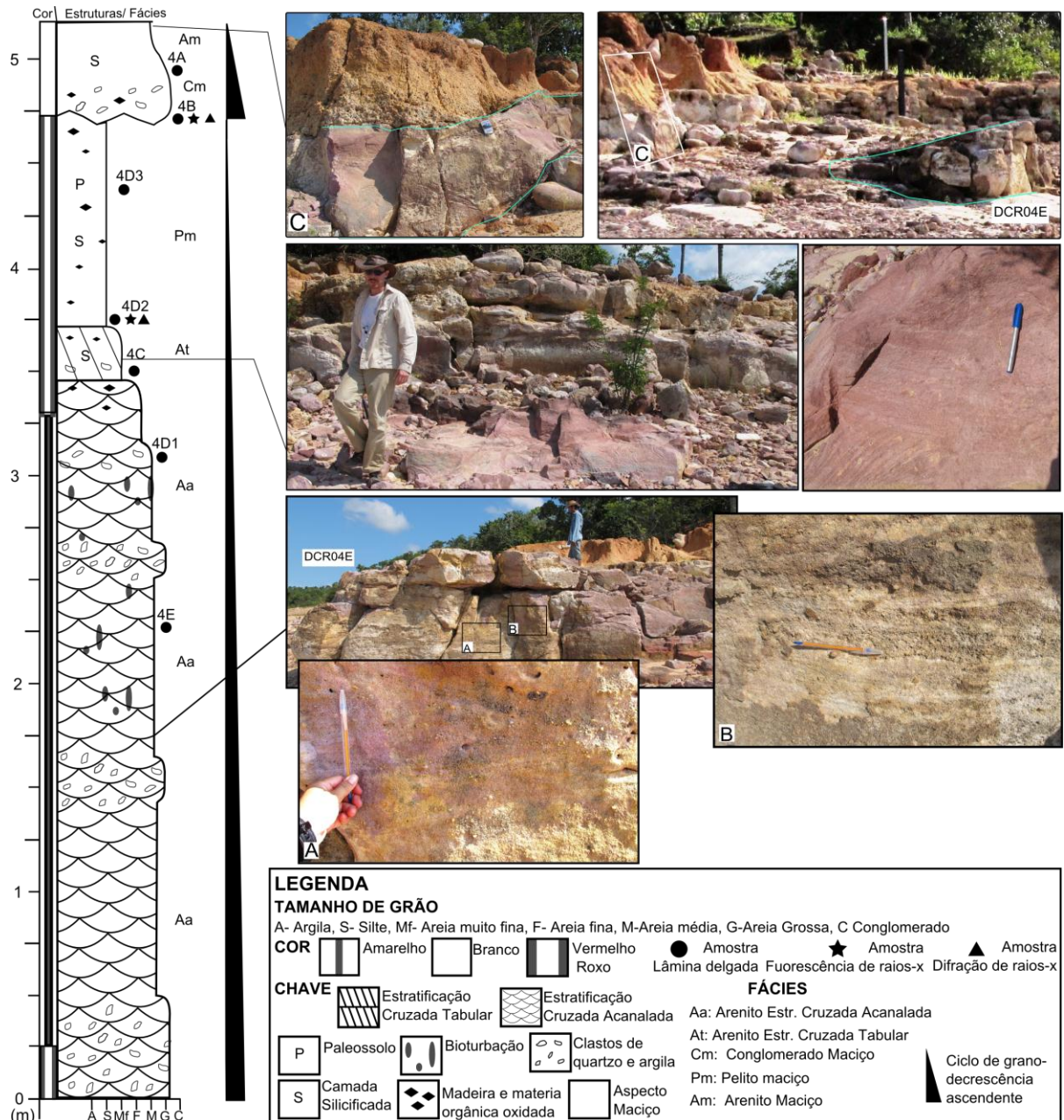


Figura 18. Seção colunar DCR4. Fotos dos arenitos basais com estratificação cruzada acanalada com algumas lentes de areia grossa, detalhe de arenitos siltosos vermelhos com estratificação cruzada tabular, e ao topo arenitos maciços.

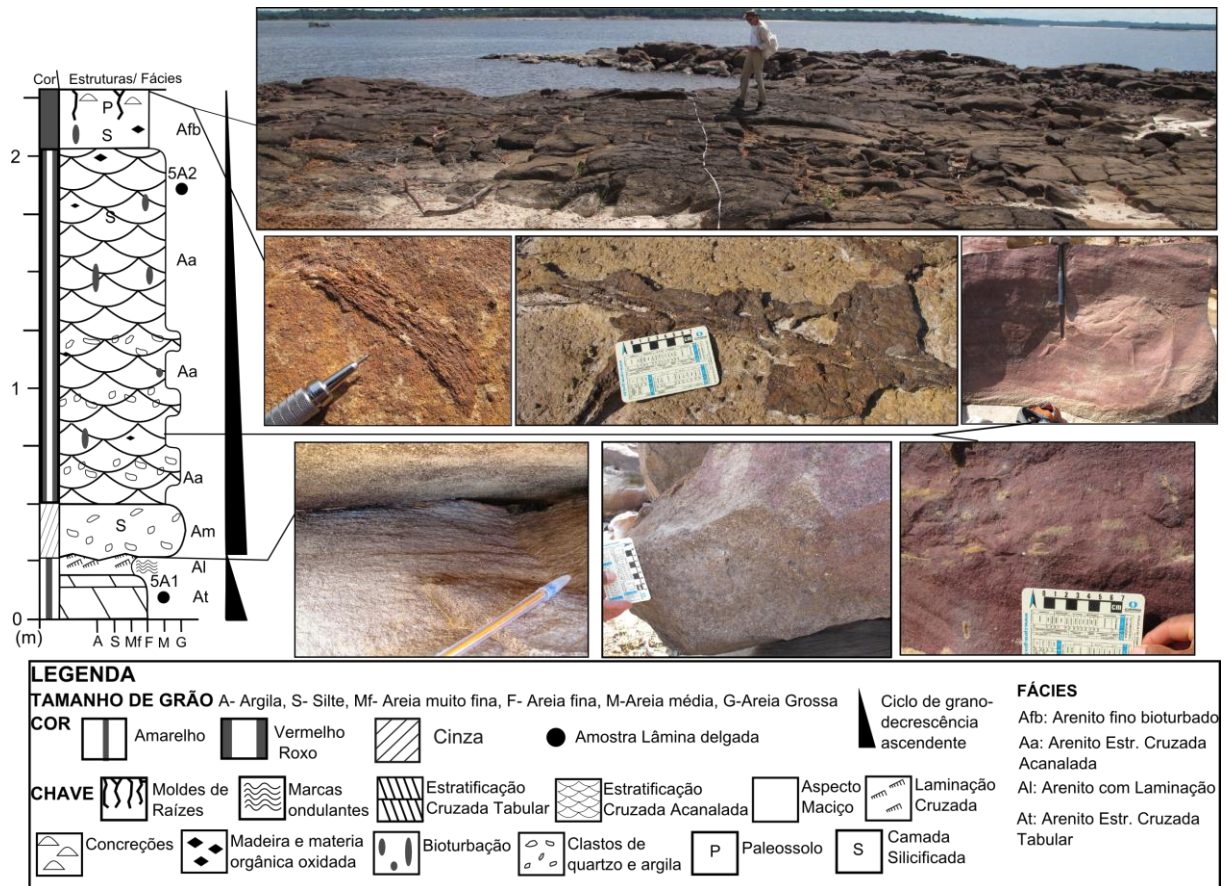


Figura 19. Seção colunar DCR5. De baixo para acima, fotos dos arenitos com marcas de ondas ondulantes, arenitos maciços grossos, arenitos com estratificação cruzada acanalada e finalmente detalhe de fragmentos de madeira silicificada e moldes de paleoraízes em arenito ferruginização.

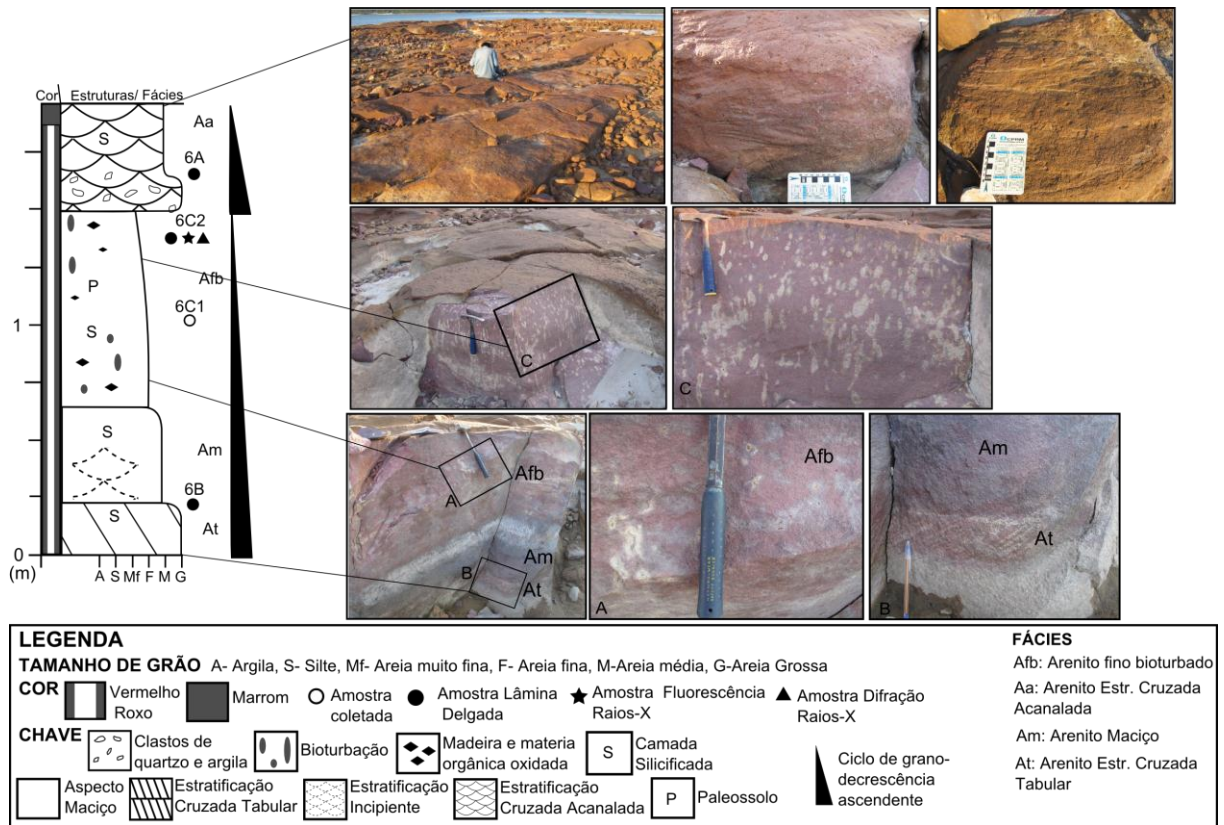


Figura 20. Seção colunar DCR6. Fotos dos arenitos basais com estratificação cruzada tabular, arenitos maciços e finos bioturbados, e no topo detalhe da estratificação cruzada acanalada.

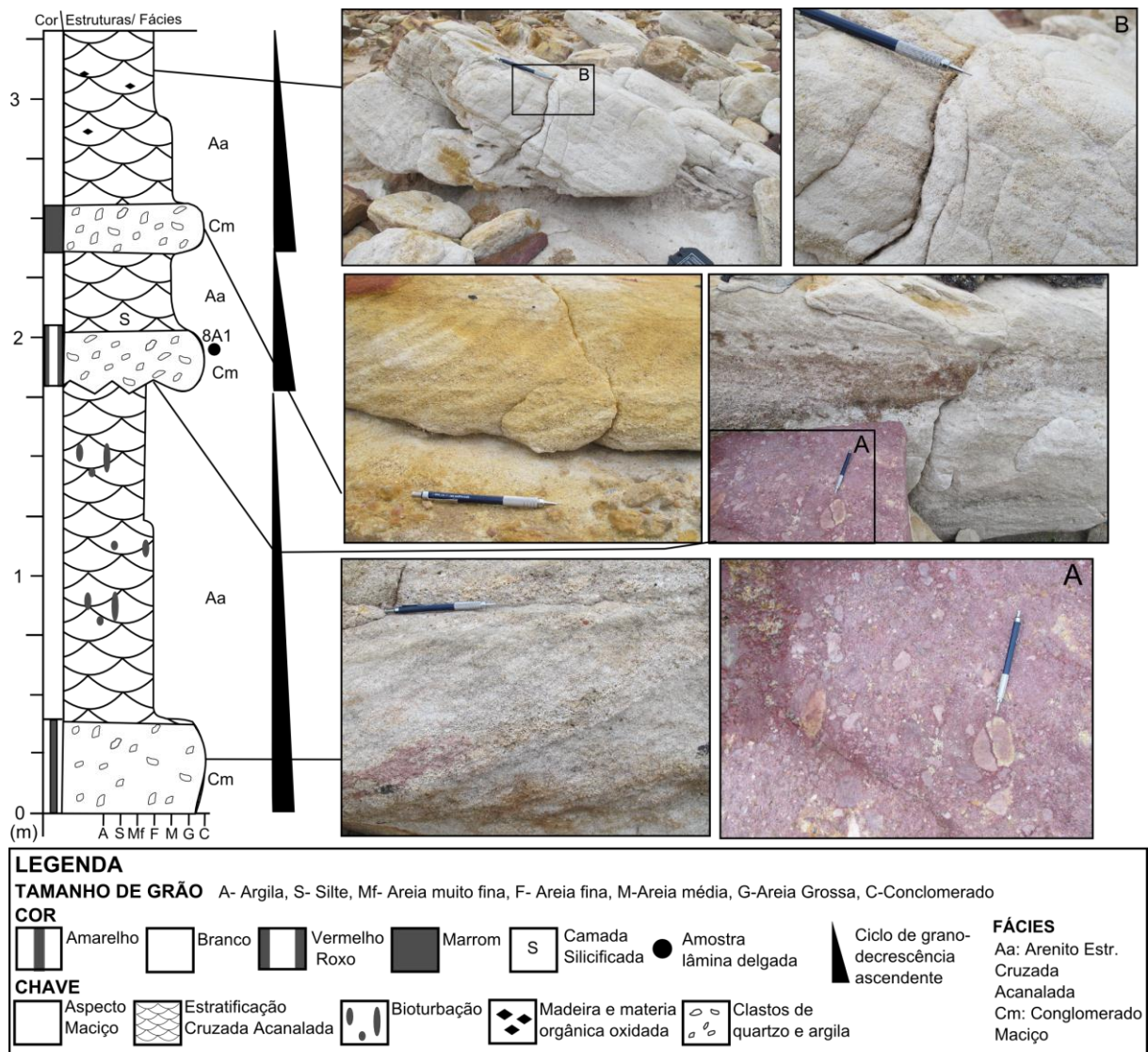


Figura 21. Seção colunar DCR8. Na base são identificados três ciclos sucessivos de conglomerado arenoso maciço, sotoposto a arenitos com estratificação acanalada, com afinamento de granulometria ao topo.

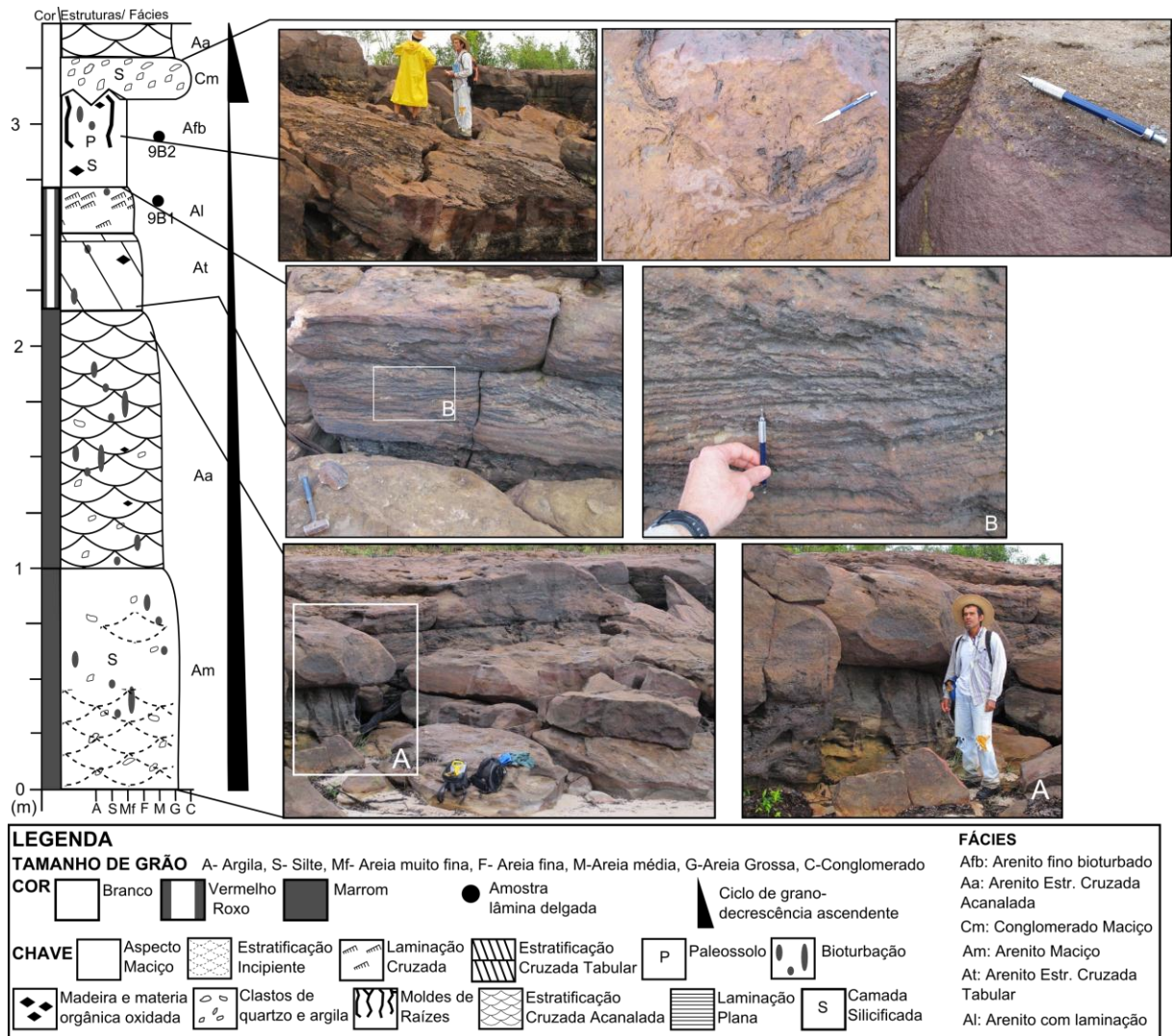
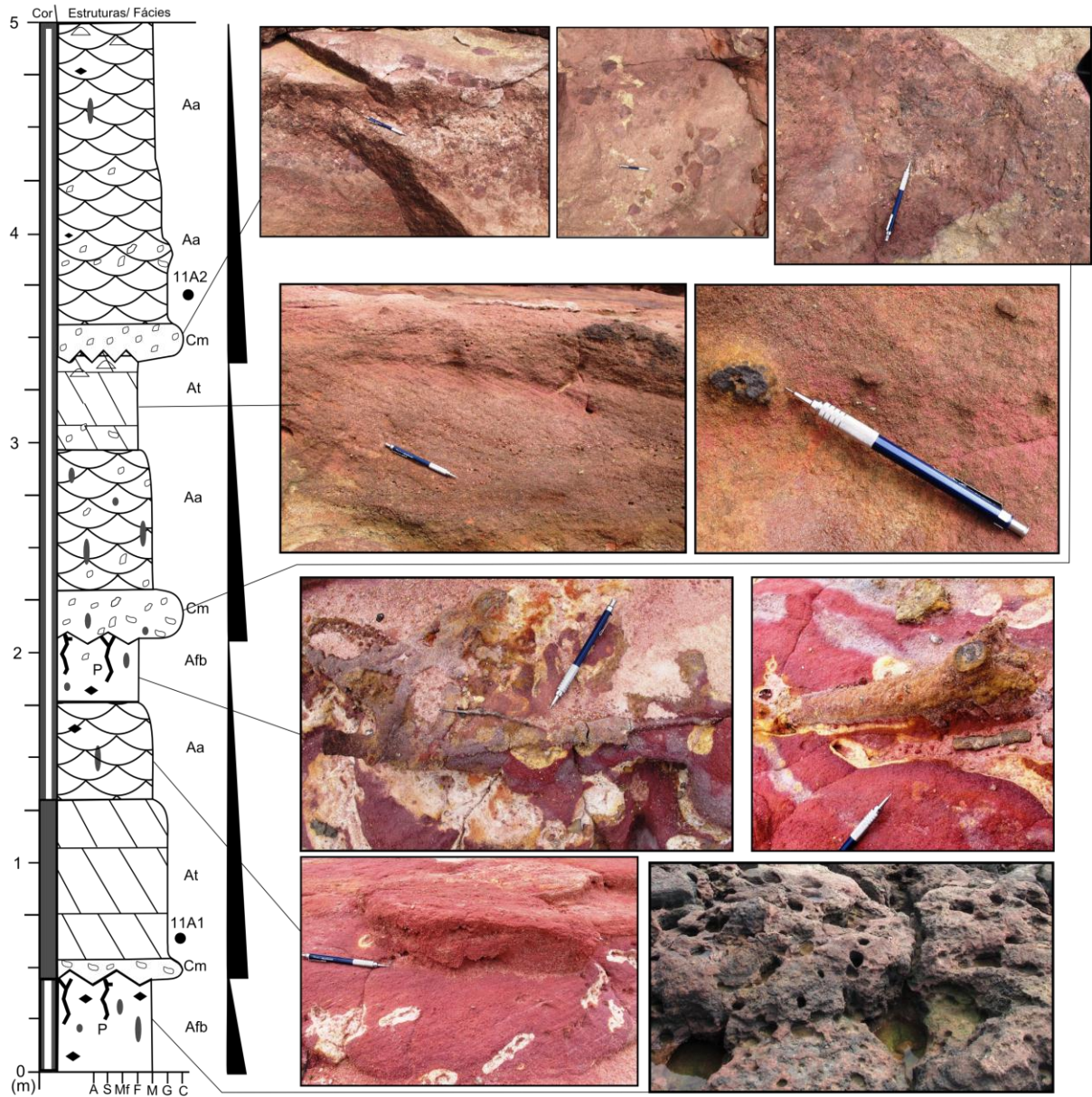


Figura 22. Seção colunar DCR9. Na parte inferior fotos do arenito maciço silicificado, para cima, arenitos com estratificação acanalada e tabular, e na sua porção superior exhibe laminação cruzada, e por cima o arenito fino bioturbado com moldes de paleoraízes. Já no topo da seção ocorre conglomerado maciço e arenito Aa.



LEGENDA		FÁCIES
TAMANHO DE GRÃO	A- Argila, S- Silte, Mf- Areia muito fina, F- Areia fina, M-Areia média, G-Areia Grossa, C-Conglomerado	Afb: Arenito fino bioturbado
COR	Amarelo, Vermelho Roxo, Marrom, Amostra lâmina delgada	Aa: Arenito Estr. Cruzada Acanalada
CHAVE	P Paleossolo, Moldes de Raízes, Concreções, Bioturbação, Aspecto Maciço	Cm: Conglomerado Maciço
	Estratificação Cruzada Acanalada, Madeira e matéria orgânica oxidada, Clastos de quartzo e argila, Estratificação Cruzada Tabular	At: Arenito Estr. Cruzada Tabular
		▲ Ciclo de grano-decrescência ascendente

Figura 23. Seção colunar DCR11. A parte inferior exhibe arenito fortemente bioturbado com algumas marcas de paleoraízes (paleossolo), sotoposto por lentes conglomeráticas que iniciam uma sucessão de arenitos com estratificação cruzada tabular, e posteriormente acanalada, finalizando num paleossolo. Na parte media apresenta conglomerado maciço sobreposto por arenitos com estratificação acanalada e cruzada tabular. Já no topo o último ciclo é composto por lentes conglomeráticos gradando em arenitos com estratificação acanalada.

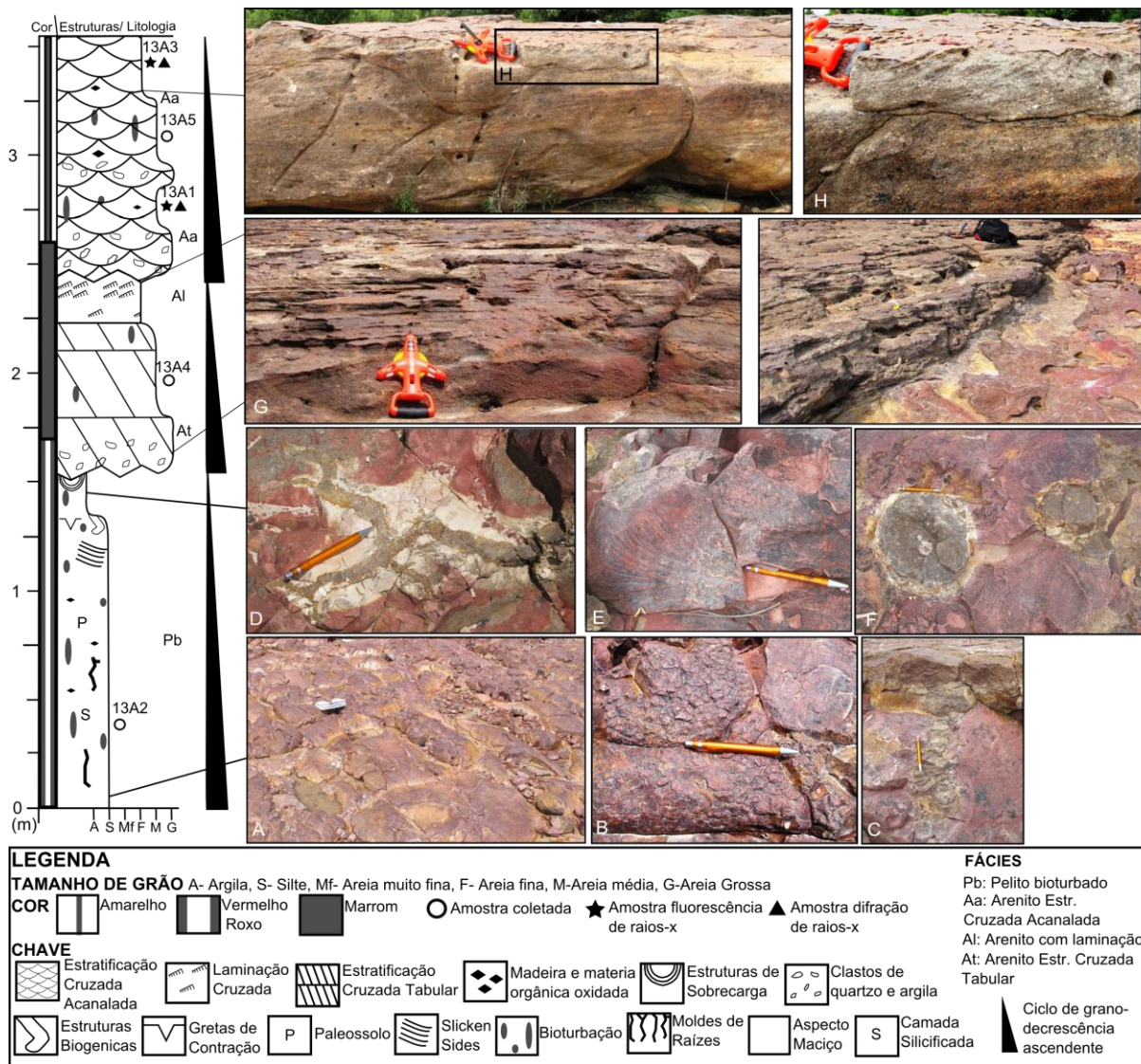


Figura 24. Seção colunar DCR13. Fotos de feições pedogenéticas: A- superfície lustrosa, B- pedrs em blocos angulares, C- crotovina em forma de L preenchida em arenito, D- moldes de paleoraízes substituídos por arenito, E- superfície côncava estriada em pelito, F- vista de planta de cilindros de arenito com halo branco de descoloração em pelito vermelho, G- arenitos com estratificação cruzada tabular, e ao topo, H- arenitos com estratificação cruzada acanalada.

5.2.1. Descrição das Fácies Sedimentares

Conglomerado maciço – Cm: Esta fácies é constituída por conglomerado maciço de arcabouço aberto, em forma de lentes métricas e espessura de 12 a 80 cm (Figura 16, Figura 18, Figura 21, e Figura 25A). O arcabouço é constituído por seixos e grânulos de quartzo e de pelito com comprimento máximo de 5 cm (Figura 25B), subarredondados a angulosos, podendo ocorrer seixos imbricados (Figura 25B). A Matriz é composta de arenito médio a muito grosso, com grãos de areia subangulosos a subarredondados, mal selecionados e

predominantemente de quartzo. O limite inferior de Cm é marcado por superfície erosiva irregular, sobreposta às fácies Afb, At e Pm. Já o superior é gradacional, marcado pela passagem para arenitos grossos a médios das fácies Aa, At e Am (Figura 16, Figura 17, Figura 18, Figura 21, Figura 22 e Figura 23).

Arenito com estratificação cruzada acanalada – Aa: Esta fácies é caracterizada por arenitos finos a grossos com estratificação cruzada acanalada, grãos subarredondados a subangulosos, mal a moderadamente selecionados (Figura 25C e D). Estes arenitos apresentam geometria em canais e tabular, com extensão lateral de dezenas de metros. A estratificação cruzada acanalada ocorre em sets com espessura maior a 5 cm, compondo *cosets* de 35 cm a 3,5 m (Figura 17 e Figura 18), que localmente adelgaçam ascendentemente. Bioturbações com forma cilíndrica e ramificada aparecem principalmente como moldes externos verticalizados, com até 50 cm de comprimento, truncando a estratificação esporadicamente (Figura 17, Figura 25C e D). Também ocorrem raros moldes internos da mesma morfologia acompanhando a estratificação (Figura 25D), assim como fragmentos milimétricos de matéria orgânica com halo de oxidação de cor amarela (Figura 17). A fácies Aa é a mais abundante (Figura 16 - 24), apresentando contatos gradacionais ou erosivos, no limite inferior com as fácies Am, Afb, At e Cm, e no limite superior com as fácies At, Am, Ap, Afb e Cm (Figura 16 - 24).

Arenito com estratificação cruzada tabular – At: A estratificação cruzada tabular diferencia a fácies At (Figura 20, Figura 22, Figura 23, Figura 24 e Figura 26A) em arenitos médios a grossos (Figura 23), mal a moderadamente selecionados, com geometria tabular e comprimento métrico. Esta estratificação ocorre em sets de 12 a 40 cm (Figura 26A), compondo *cosets* com, no máximo, 1 m de espessura, com grânulos dispostos ao longo do plano de estratificação com concentração na base dos sets, que apresentam adelgaçamento ascendente e gradação normal (Figura 24 e Figura 26A). Apresenta bioturbação em moldes

externos sob forma de cilindro reto ou semicircular, que atinge 2 cm de diâmetro (Figura 26A), ocorrendo de forma aleatória à estratificação. Esta fácies tem contato inferior gradacional com Aa e Cm, e erosivo com a Pb, sendo seu limite superior gradacional associado às fácies Al, Am, Aa e Pm (Figura 20, Figura 22, Figura 23, Figura 24, Figura 25A, e erosivo com Cm (Figura 23).

Arenito com estratificação plano-paralela – Ap: Esta fácies é caracterizada pela estratificação plano-paralela com laminação plano-paralela interna subordinada no topo de arenitos finos a médios (Figura 26B e D e Figura 27A), moderadamente a bem selecionados, com geometria tabular e continuidade lateral métrica (Figura 26B e D, Figura 27A).

Sets de 5 a 45 cm de espessura, compondo *cosets* de 1,6 m de espessura máxima, apresentam adelgaçamento ascendente e gradação normal (Figura 17, Figura 26B e D, Figura 27A). Bioturbação na parte superior dos *cosets* em vista lateral apresenta-se na forma de moldes internos cilíndricos retilíneos e inclinados, com diâmetro médio de 2,5 cm e comprimento máximo de 25 cm (Figura 17 e Figura 26C), cortando e apagando a estratificação localmente. A fácies Ap tem contatos gradacionais, na base com a Aa, e no topo com a Al.

Arenito maciço – Am: Esta fácies é composta por arenitos muito finos a grossos, mal a bem selecionados, com grãos angulosos a arredondados, caracterizados pela estrutura maciça (Figura 27B e D) e rara ocorrência de estratificação cruzada acanalada ou tabular incipiente (Figura 16, Figura 22). Os arenitos apresentam geometria tabular (Figura 27D), extensão métrica e espessura variando entre 0,3 a 2 m (Figura 27B e D). Ditos arenitos ocorrem como camadas silicificadas bem litificadas (Figura 27D), mas também podem apresentar-se caulinitizadas e friáveis (Figura 16 – 20 e Figura 22). Os contatos são gradacionais, estando o superior associado às fácies Aa e Afb, e o inferior às Aa, Al e At, Cm, só sendo erosivo no contato com a fácies Pb, (Figura 17).

Arenito com laminação – Al: A fácies Al é composta por arenitos muito finos a médios com boa seleção, e caracterizados pela laminação cruzada cavalgante subcrítica (Figura 24G e Figura 27F) e laminação plano-paralela subordinada (Figura 28E). Os arenitos apresentam geometria tabular e continuidade lateral métrica (Figura 24G). Os sets de laminação desta fácies possuem espessura máxima de 5 cm, podendo compor *cosets* de 25 cm, onde frações de matéria orgânica de dimensão milimétrica ocorrem em disposição aleatória à laminação. A fácies Al possui contato gradacional na base com At e Ap, e no topo com Pb e Afb, porém erosivo com as fácies Am e Aa (Figura 17, Figura 19, Figura 22 e Figura 24).

Arenito fino bioturbado – Afp: A fácies Afb é composta por arenitos finos a muito finos, bem selecionados, com estrutura maciça e caracterizados bioturbações (Figura 27B e C) principalmente de tipo pedogenético (Figura 16, Figura 19, Figura 22, Figura 23, Figura 27G). Os arenitos são silicificados, vermelhos - roxos ou amarelos (Figura 28 A, B, C, F, e G), têm geometria tabular, extensão métrica e espessura de 0,4 a 1,0 m (Figura 28B). Apresentam contato inferior gradacional com as fácies Aa e Am, e superior erosivo com Cm e Aa (Figura 16, Figura 19, Figura 22, Figura 23).

As feições pedogenéticas são principalmente moldes de paleoraízes preenchidas em arenito, horizontes de paleossolo, fragmentos de madeira (Figura 27G) e matéria orgânica. As paleoraízes entrelaçadas horizontalmente em moldes internos de arenito compõem redes métricas (Figura 28A, B e C), com bifurcações verticais subordinadas, que ocorrem em mais de um nível por seção colunar (Figura 23). Microestruturas de iluviação de argilas, indicam transporte de substâncias no perfil de solo, gerando zonas de empobrecimento e saturação (Figura 37E). Fragmentos de matéria orgânica com halo amarelo esbranquiçado (Figura 27E).

Pelito maciço – Pm: Esta fácies é composta por pelitos e caracterizada pela estrutura maciça, com rara laminação incipiente. Os pelitos são predominantemente silicificados,

vermelhos e roxos (Figura 18), têm geometria tabular, extensão métrica e espessura de 0,3 a 1,0 m (Figura 18), exibindo matéria orgânica pontualmente. Apresentam contato inferior gradacional com a fácies At, e superior erosivo com Cm (Figura 18).

Pelito bioturbado— Pb: Esta fácies é composta por pelitos maciços, predominantemente silicificados, caracterizados pela presença de feições pedogenéticas. Ditos pelitos são vermelhos e roxos (Figura 29), têm geometria tabular, extensão métrica (Figura 29A) e espessura até de 1,5 m (Figura 24 e Figura 29A). Apresentam contato inferior gradacional com a fácies Al, e superior erosivo com Am e At (Figura 17 e Figura 24).

Nesta fácies são observadas as seguintes características: camadas tabulares (Figura 28E, Figura 29A), pedalidade e gretas de contração, estrías, slicken sides e crotovinas, moldes internos de raízes e troncos. Os pelitos vermelhos apresentam pedis sob forma de blocos angulares e subangulares (Figura 29D), com lados equidistantes de 1 a 2 cm e bordas afiadas e arredondadas, que conformam gretas de contração ortogonais completas sem orientação e de dimensões centimétricas (Figura 29B). Ambos, pedis e gretas, são afetados por *slickensides* com estrías sem orientação preferencial (Figura 29C), ao longo de superfície lustrosa com formas arredondadas de montículos e fendas, de até 40 cm de diâmetro (Figura 29A), confirmando topografia com microrelevo *gilgai* (Nettleton et al., 2000). No contato pelito - arenito registram-se diversos moldes preenchidos em arenito: de paleoraízes (Figura 28D e E), cilindros verticalizados de 2,5 cm de altura máxima e diâmetros de 0,3 - 2,5 cm, parecendo pequenos troncos na superfície do topo (Figura 17), e cilindros maiores de arenito de até 50 cm de diâmetro e 30 cm de altura (Figura 29F), além de estruturas de sobrecarga (Figura 29E). Também ocorrem crotovinas, que em seção vertical apresenta forma aproximada a “L” com 50 cm de altura e 14 cm de comprimento (Figura 29G), e abundantes fragmentos de matéria orgânica milimétrica com halo de redução ao redor (Figura 24).

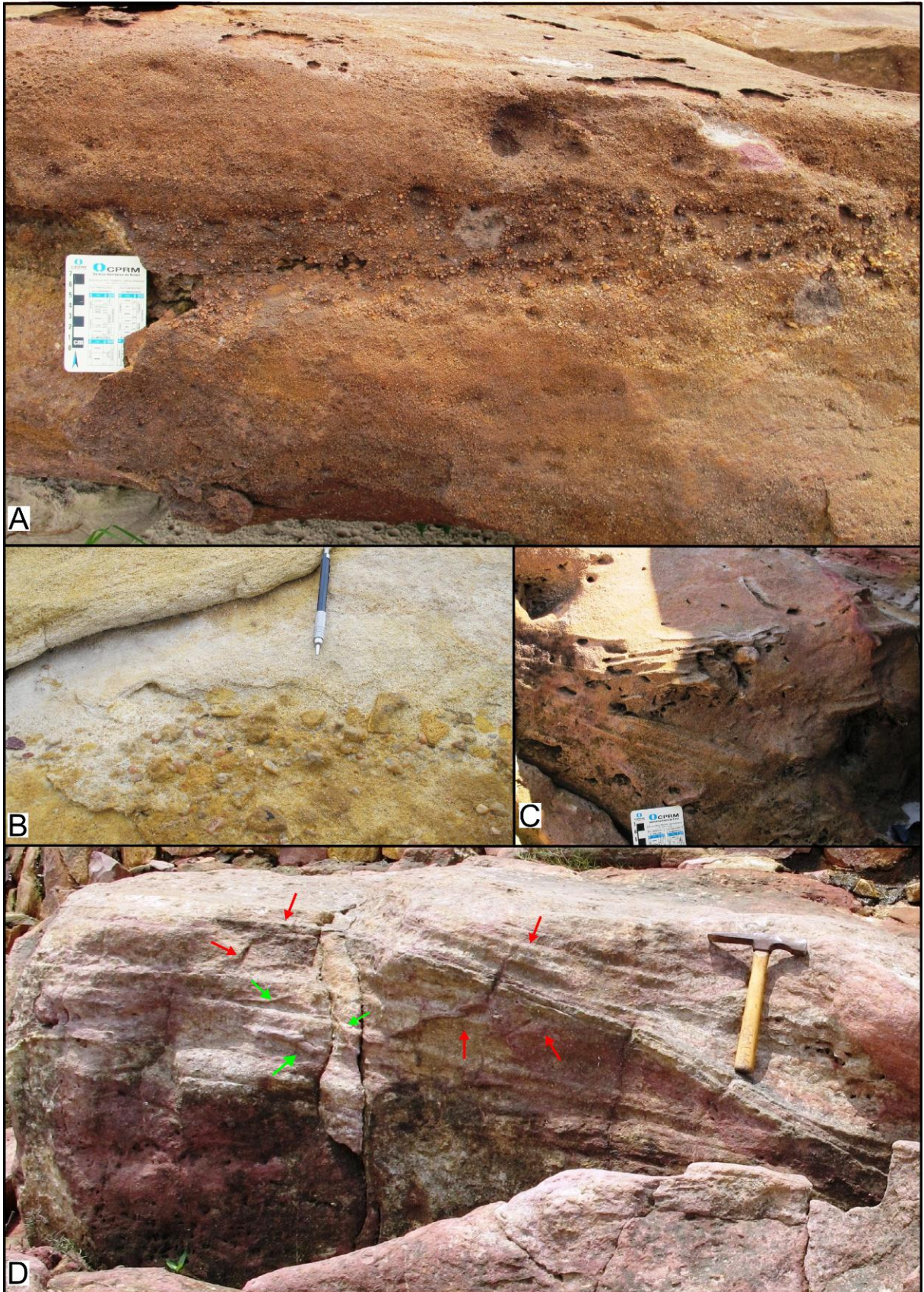


Figura 25. A- Conglomerado maciço com geometria lenticular. B- Clastos do conglomerado do Cm. C e D- Arenito com estratificação cruzada acanalada bioturbada, correspondente à fácies Aa. D- As setas verdes indicam moldes internos e as vermelhas moldes externos.

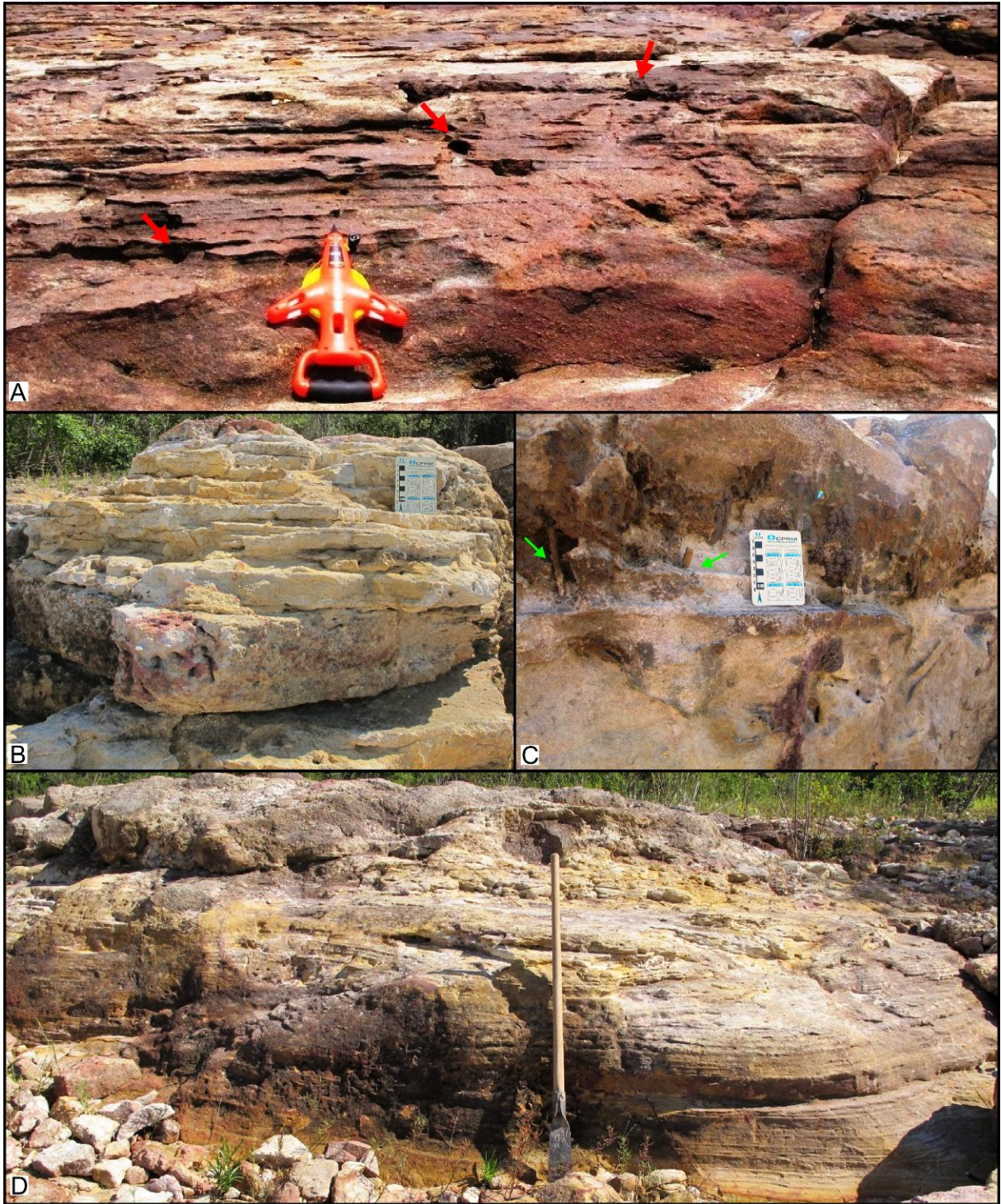


Figura 26. A- Estratificação Cruzada Tabular com adelgaçamento ascendente, laminação cruzada interna, grânulos na base dos *sets* e bioturbação indicada pelas setas. B- *Set* com estratificação plano-paralela com adelgaçamento ascendente. C- As setas assinalam moldes internos cilíndricos sub-verticalizados, que ocorrem localmente em arenito com estratificação plano-paralela. D- *Coset* com máxima espessura de arenito com estratificação plano-paralela- Ap.



Figura 27. A- Arenito com estratificação plano-paralela. B, C e E- Arenitos finos bioturbados. C- Arenito maciço. E- Detalhe de bioturbação em arenito maciço com halo amarelo-esbranquiçado. F- Arenito com laminação cruzada cavalgante. G- Molde de fragmento de madeira em arenito fino.



Figura 28. A e C – Moldes em arenito de paleoraízes entrelaçadas horizontalmente. B- Extensão dos moldes de paleoraízes com geometria tabular. D- Detalhe da paleoraiz substituída em arenito em pelito bioturbado- Pb. E- Arenito muito fino laminado sotoposto aos moldes de paleoraízes entrelaçadas. F- Detalhe de molde de paleoraiz em arenito. G- Fragmentos vegetais em arenito.

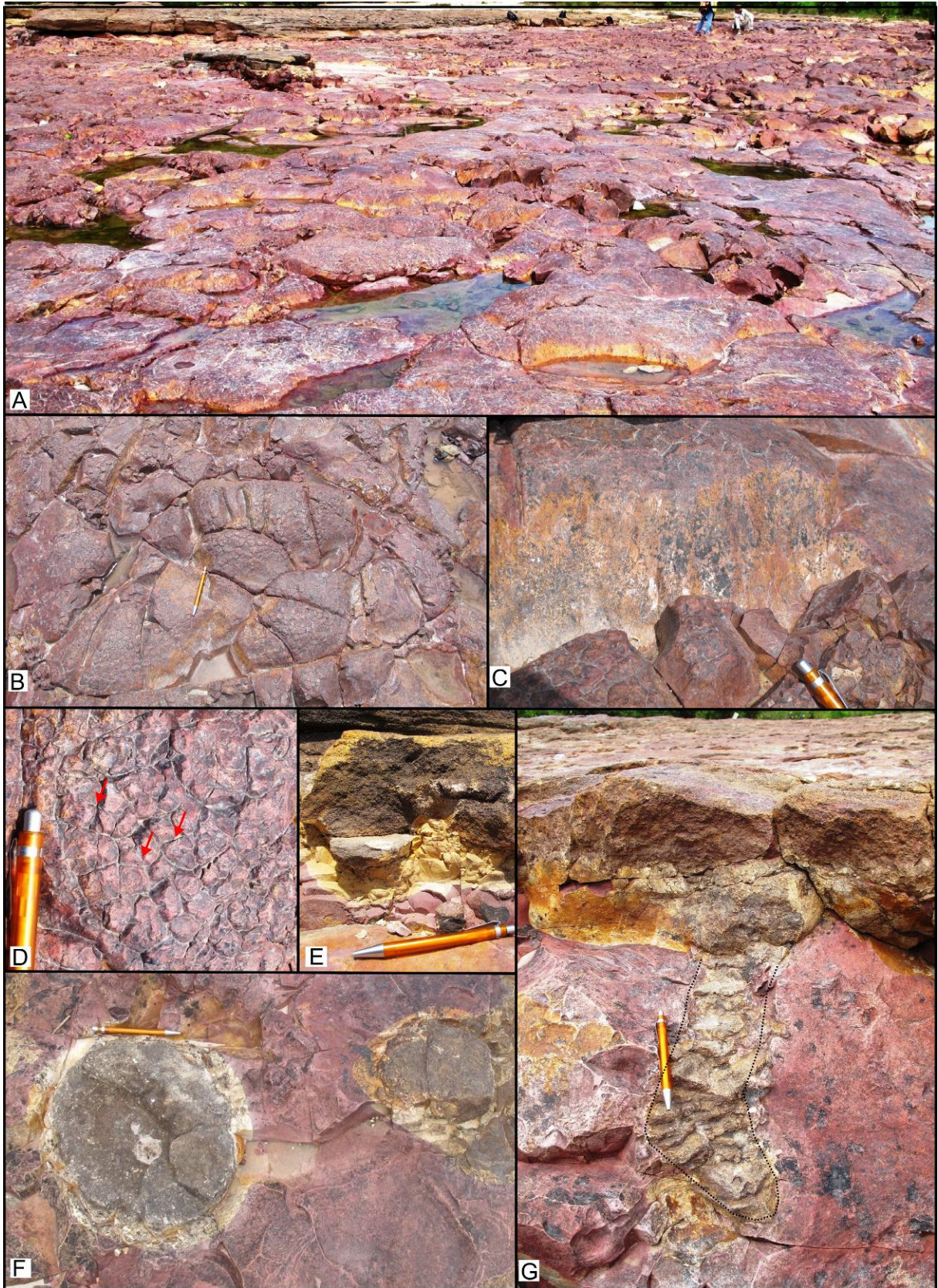


Figura 29. A- Superfície de siltito lustroso com *sliken sides* concêntricos. B- Gretas de contração em pelito bioturbado vermelho. C- Detalhe de estrias em *slickenside*. D- Peds em blocos angulares e sub-angulares em pelito bioturbado. E- Contato erosivo pelito - arenito, com calços de carga em arenito. F- Vista de planta pelito bioturbado com moldes cilíndricos preenchidos em arenito com halo de redução. G- Vista lateral do contato erosivo pelito – arenito, com molde em forma de “L” escavado no pelito, e preenchido do arenito sobreposto.

5.2.2. Interpretação das Fácies

O Cm apresenta má seleção e acamamento maciço sugerindo rápida deposição num sedimentação de alta energia. O arcabouço aberto indica que clastos e matriz foram depositados ao mesmo tempo, num fluxo de detritos plástico, movimentados por liquefação, na parte basal do canal fluvial sob forma de *lag* (MIALL, 1992; SILVA *et. al.* 2008). A fácies Cm ocorre na base dos ciclos fluviais.

A fácies Aa representa migração subaquosa de dunas de crista sinuosa, em regime de fluxo inferior. Sets mais espessos do que 5 cm estão relacionadas a dunas, como formas de leito de maior porte (LINDHOLM, 1987; MIALL, 1992).

A fácies At é produzida pela migração subaquosa de barras e dunas de crista reta em regime de fluxo inferior (SUGUIO, 2003; MIALL, 1996). A espessura superior a 5 cm dos sets indica formas de leito de porte maior (LINDHOLM, 1987).

A porção basal da fácies Ap, arenitos médios de seleção moderada, é relacionada a movimentação de grãos em leito plano sob fluxos de baixa velocidade, como sedimentos de carga de fundo em regime de fluxo inferior (TUCKER, 2003; LINDHOLM, 1987). Os arenitos finos bem selecionados da porção superior são produtos de deposição por suspensão de nuvens de sedimento com baixa velocidade, ou correntes turvas de baixa densidade (TUCKER, 2003; TUCKER, 1991), e a laminação plano-paralela em arenito fino a muito fino está associada principalmente a deposição por suspensão em regiões de baixa energia (TUCKER, 2003). A estratificação plano-paralela também pode ocorrer decorrente de estratificação cruzada tabular num plano frontal (LINDHOLM, 1987), formadas por uma velocidade de corrente baixa.

Os processos de rápida deposição poderiam ter originado a estrutura maciça que caracterizam a fácies Am, mas a ocorrência de estratificações incipientes, evidenciam que são decorrentes da obliteração das estruturas originais pelos processos de bioturbação,

silicificação, caulinitização e intemperismo (SUGUIO, 2003; LINDHOLM, 1987). Estes processos são interpretados como parte de um estágio intermediário antes do desenvolvimento pedogenético avançado.

A presença de marcas assimétricas e laminação cruzada cavalgante recoberta por argila na fácies Al, indica deposição tanto por suspensão como por tração (MIALL, 1996). Essa fácies provavelmente representa o abandono temporário da migração das barras e/ou produto de deposição entre as barras, ou em áreas de planície de inundação (BOSE & CHAKRABORTY, 1994; COLLISON, 1996).

O pelito maciço e fracamente laminado da fácies Pm é interpretado como produto de deposição a partir de suspensão em área externa ao canal, alterado possivelmente intemperismo, bioturbação, ou por processos pedogenéticos.

Na fácies Afb foram identificados critérios de reconhecimento de paleossolos descritos por Andreis (1981), como a curta espessura, extensão horizontal, expressão de cor, tubos biogênicos e moldes de paleoraízes. Os moldes internos cilíndricos menores de arenitos são interpretados como bioturbações, e a matéria orgânica com halo de redução ao redor, como fragmentos vegetais ou de raízes (Retallack, 1990). A morfologia das paleoraízes exhibe extensão horizontal e bifurcações verticais, sendo a primeira desenvolvida e ativada durante a temporada úmida, enquanto durante a seca, as bifurcações teriam se aprofundado em busca do nível freático, o que ratifica alternância de climas sazonais secos e úmidos (VAN DONSELAAR-TEM BOKKEL HUININCK, 1966 *apud* RETALLACK, 1988). Além disso, a concentração de materiais removidos, em estruturas de iluviação (microscopia), confirma a ocorrência do horizonte Bt de paleossolo, e especificamente de argissolos.

Também foram achados na fácies Pb, os principais critérios geológicos e paleontológicos de reconhecimento de paleossolos descritos por Andreis (1981), fazendo parte evidências de exposição subaérea destes depósitos. Peds em blocos ocorrem no

horizonte do solo com maior expressão de cor e concentração de materiais removidos, como produto de gretação no entorno de paleoraízes e tubos biogênicos, devido aos ciclos de expansão e contração que ocorrem pela alternância de períodos úmidos e secos (RETTALLACK, 1988). Estrias e *slickensides* sem orientação preferencial confirmam processos de umectação e dilatação internos ao solo, causadores do posterior cisalhamento por tensão (WRIGHT *et al*, 2000). Segundo Nettleton *et al.*(2000) a presença de *slickensides*, gretas de contração e microrelevo *gilgai* evidencia a ocorrência de argissolos. Os moldes internos cilíndricos de arenito, com halo de redução ao redor, são interpretados como paleotrcos em posição de crescimento. Os moldes com forma de “L” no pelito são interpretados como ichnofósseis de tipo paleotocas (Seilacher, 2007), e por estar preenchidas em arenito, recebe o nome de crotovinas. Franzinelli e Igreja (2011) interpretaram ditas estruturas biogênicas como paleotocas escavadas quando o sedimento ainda estava friável, e a superfície em contato com o ar, podendo servir como refúgio inclusive para se abrigar e proteger em períodos de forte calor”.

Em suma, todas as feições descritas nas fácies Afb e Pb indicam presença de paleosuperfícies associadas a sazonalidade climática, consequência da intercalação de períodos úmidos com vastas áreas cobertas pela água e períodos secos onde estas são drenadas, deixando emersa parte da planície de inundação propiciando pronunciada bioatividade, onde é atingido o desenvolvimento de paleossolos, de tipo argissolo e vertissolo.

Tabela 4. Fácies sedimentares identificadas neste trabalho, suas estruturas e processos geradores (classificação feita com base na definição de fácies proposta por Miall, 1996).

Fácies	Estruturas	Interpretação
Cm – Conglomerado aberto, matriz arenosa, seixos de quartzo, líticos e intraclastos de argilito	Acamamento maciço forma lenticular	Migração de sedimentos residuais em fluxo gravitacional na base do canal - <i>lags</i>
Aa - Arenito médio a muito grosso, mal selecionado	Estratificação cruzada acanalada em <i>sets</i> únicos ou compostos, geometria em cunha, subordinadamente tabular e bioturbação	Migração de dunas de crista sinuosa em regime de fluxo inferior. Retrabalhamento por organismos.
Ap - Arenito fino a médio, moderado a bem selecionado	Estratificação plano-paralela e laminação plano-paralela interna no topo do <i>coset</i> , geometria tabular, adelgaçamento ascendente e bioturbações.	Carga de fundo em leito plano sob fluxos inferior. Deposição por suspensão de nuvens de sedimento com baixa velocidade.
At - Arenito médio a grosso, mal a moderadamente selecionado	Estratificação cruzada tabular, formas tabulares, adelgaçamento ascendente, bioturbações	Migração de dunas de crista reta em fluxo de regime inferior. Retrabalhamento por organismos.
Am - Arenito muito fino a grossa,	Estrutura maciça e/ou subordinadamente estratificação incipiente, geometria tabular	Obliteração de estruturas por bioturbação, silicificação ou intemperismo.
Al- Arenito muito fino a médio, bem selecionado	Laminação cruzada cavalgante subcrítica e laminação plano-paralela subordinada, geometria tabular.	Representa o abandono temporário da migração das barras e/ou produto de deposição entre as barras, constituindo depósitos externos ao canal fluvial ou de planície de inundação.
Afb- Arenito fino a muito fino bioturbado.	Estrutura maciça, silicificado, tabular e curta espessura, bioturbações de tipo pedogenético: moldes de paleoraízes, horizontes de solo, halos de redução e microestrutura de iluviação.	Paleosuperfícies sob sazonalidade climática úmida- seca, ocorrência de paleossolo (argissolos) e atividade biogênica, representando depósitos de inundação.
Pb- Pelito bioturbado	Estrutura maciça, silicificado, tabular e pouco espesso, com bioturbações pedogenéticas: moldes de paleoraízes, slickensides, microrelevo gilgai, gretas de contração e pedalidade.	Áreas de exposição subaérea sob sazonalidade climática úmida- seca, desenvolvimento de paleossolo em pelitos (vertissolos) com atividade biogênica, correspondendo a planícies de inundação.
Pm- Pelito maciço	Estrutura maciça, laminação incipiente, localmente silicificado, pouco espesso e tabular.	Deposição por suspensão em área externa ao canal, alterado principalmente por intemperismo ou bioturbação.

5.2.3. Associação de Fácies e Interpretação Paleoambiental

A análise, caracterização e interpretação das nove fácies sedimentares Cm, Aa, At, Ap, Am, Al, Afb, Pb e Pm, permitiu a definição de duas associações de fácies geneticamente

relacionadas, nomeadas de A- Depósitos de canal, e B- Depósitos de planície de inundação, indicadas na Tabela 5.

A associação A é composta por arenitos finos a grossos com conglomerados subordinados, constituindo camadas tabulares e lenticulares, de continuidade lateral métrica, pertencentes às fácies Cm, Aa, At e Ap. Estas caracterizam a base dos ciclos granodecrescente ascendente, com espessuras de 1,0 a 3,25 m. A fácies Aa, a mais representativa desta associação (Figura 16 – 24), possui a dominância de formas 3D sobre as 2D em regime de fluxo inferior. Tal alternância nas formas de leito está relacionada às variações de condições de energia durante a enchente e a vazante, que em geral apresentam ambiente de alta energia. Estas características sugerem deposição de canal fluvial.

A associação B é conformada por arenitos finos e pelitos formas tabulares de extensão métrica e espessuras de 0,5 a 1,25 m, formando o segmento superior dos ciclos granodecrescentes ascendentes completos das fácies Al, Am, Afb, Pb e Pm.

Tabela 5. Associação de fácies e interpretação paleoambiental.

Associação	Descrição	Interpretação
A Aa, Ap, At e Cm	Arenitos finos a grossos, de extensão métrica, com formas tabulares e lenticulares, estratificação principalmente acanalada e subordinadamente cruzada tabular, plano-paralela e conglomerados maciços, associados a formas de leito 3D e 2D com granodecrescência ascendente.	Depósitos de canal Deposição em regimes de fluxo inferior e superior, associados à migração de dunas e barras arenosas desde a base do canal fluvial.
B Al, Am, Afb, Pb e Pm	Arenitos muito finos a médios e pelitos, com continuidade lateral métrica e tabulares, apresentam laminação plano-paralela e cruzada, feições pedogenéticas, de intemperismo e bioturbações, e com granodecrescência ascendente.	Planície de Inundação Ambientes de água rasa gerando deposição por suspensão, e paleosuperfícies com desenvolvimento de paleossolos sob climas sazonais em planícies de inundação fluvial.

A presença de feições pedogenéticas, estrutura maciça e/ou laminação incipiente, está relacionada à deposição por migração de marcas ondulantes em águas rasas, em exposições subaéreas temporárias e/ou definitivas. Tais condições originaram o desenvolvimento de paleossolos, bioturbação e forte intemperismo, que obliteraram a maioria de estruturas internas. Esta associação representa depósitos de planície.

Depósitos fluviais de canal de alta energia e de planície de inundação, com ciclos granodecrescentes ascendentes, por vezes erodidos no topo, e a variação na hierarquia das formas de leito, devido às mudanças na descarga do fluxo e profundidade da lâmina de água, são feições e processos representativos de um sistema fluvial entrelaçado (Silva *et al*, 2008; Miall, 1996).

5.3. Silicificações nas fácies sedimentares

Durante o trabalho de campo foram coletadas 59 amostras, abrangendo todos os litotipos, das quais 24 apresentaram silicificação (Tabela 6).

Esta feição foi descrita em rochas com estruturas sedimentares conservadas ou obliteradas de diferentes litologias, apresentando-se na maioria das fácies sedimentares anteriormente descritas (Figura 16 - 24): Cm, Aa, At, Am, Al, Afb, Pb e Pm, sendo mais frequente nestas três últimas (Figura 24)

Este processo apresenta-se no topo, centro ou base dos afloramentos, abrangendo uma ou até quatro fácies sucessivas (Figura 16 - 24), completa ou parcialmente. No caso do DCR13, a silicificação acompanhou unicamente a camada da fácies Pb, em sua totalidade, ressaltando suas feições e o limite com as camadas sobrepostas.

Tabela 6. Amostras coletadas por afloramento, suas estruturas, feições e silicificação. Indicação das amostras analisadas em lâmina delgada.

Pontos	Amostras	Lâmina Delgada	Silicificação	Estrutura ou Feição
DCR01A	1	DCR01A	Sim	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR01B	2	DCR01B	Sim	Paleoraízes
DCR01C	1	DCR01Ca + DCR01Cb	Sim	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR01F	4	DCR01F	Não	Maciça
DCR02D	1	DCR02D	Não	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR02E	2	DCR02E1	Não	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR02F	2	DCR02F1	Não	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR02L	1	-----	Não	Friável
DCR02M	2	DCR02M1	Não	Maciça
DCR03A	2	DCR03A1 + DCR03A2	Não	Estratificação Cruzada Acanalada
	3	DCR03A3	Não	Estratificação Plana Paralela
	2	DCR03A6 + DCR03A7	Sim	Maciça
DCR04A	1	DCR04A1a + DCR04A1b	Sim	Maciça
DCR04B	1	DCR04B	Sim	Maciça
DCR04C	1	DCR04C	Sim	Estratificação Cruzada Tabular
DCR04D	1	DCR04D1	Sim	Estratificação Cruzada Acanalada
	2	DCR04D2a	Sim	Maciça
	1	DCR04D3	Sim	Maciça
DCR04E	1	DCR04E	Não	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR05A	1	-----	Não	Estratificação Cruzada Tabular
	1	DCR05A2	Sim	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR06A	1	DCR06A	Sim	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR06B	1	DCR06B	Sim	Estratificação Cruzada Tabular
DCR06C	2	DCR06C2a + DCR06C2b	Sim	Maciço - Bioturbação
DCR07C	2	DCR07C1 + DCR07C2	Sim	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR07D	2	DCR07D1 + DCR07D2	Sim	Lente conglomerático basal em estratificação Cruzada Acanalada
DCR08A	1	DCR08A1a + DCR08A1b	Sim	Lente conglomerático basal em estratificação Cruzada Acanalada
DCR09B	1	DCR09B1	Não	Laminação Cruzada Cavalgante
	1	DCR09B2	Sim	Maciça
DCR11A	2	DCR11A2b	Não	Estratificação Cruzada Tabular
DCR12A	2	DCR12A	Não	Maciço
DCR12B	3	DCR12B2 + DCR12B1	Não	Maciça
DCR12D	1	-----	Não	Maciça
DCR12E	1	-----	Não	Maciça
DCR-PRN	1	DCR-PRN	Sim	Estrias e Bioturbação - Maciça
DCR-13A1	1	-----	Não	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR-13A2	1	-----	Sim	Estrias e Bioturbação
DCR-13A3	1	-----	Não	Estratificação Cruzada Acanalada
DCR-13A4	1	-----	Não	Estratificação Cruzada Tabular
DCR-13A5	1	-----	Não	Estratificação Cruzada Acanalada
TOTAL	59	40 Lâminas Delg.	20 Silc.	23 Camadas com Estratificação

5.4. Análise Química

As análises foram feitas nas amostras 1A, 1B, 1C, 2M1, 3A6, 3A7, 4B, 4D2, 6C2, 13A1, 13A3 e PRN, que representam diferente fácies, dureza e litologia, estando algumas posicionadas em diferentes locais de um mesmo afloramento (Figura 16, Figura 17, Figura 18, Figura 20).

5.4.1. Óxidos Maiores (FRX)

A análise de óxidos maiores tem por objetivo determinar a composição de óxidos maiores e de quantificar o SiO_2 das amostras, assim permitindo relacionar o conteúdo deste último com a ocorrência ou não de processos de silicificação e intemperismo.

Na Tabela 7 é apresentada a composição química, em óxidos maiores das amostras. O óxido mais importante é SiO_2 , com valor médio de 83%. O segundo óxido principal é Al_2O_3 , que corresponde a 11,4% da amostra em peso. Em menor proporção, o Fe_2O_3 constitui o terceiro óxido maior, com média de 3,84%. Na média estes três óxidos totalizam o 98,24% do peso das amostras. Com valores inferiores a 1%, foram quantificados os óxidos de P_2O_5 com 0,75%, TiO_2 com 0,49%, K_2O com 0,19% e CaO com 0,12%.

As amostras com menor dureza, 2M1, 13A1 e 13A3, sem feições macroscópicas de silicificação, apresentaram as menores concentrações de sílica e os maiores valores de alumina e óxido de titânio. As amostras 13A1 e 13A3 são arenitos médios com estratificação cruzada acanalada bem preservada (Figura 24), moderadamente duros e amarelados, apresentaram valores de SiO_2 de 77,85% e 74,80%, Al_2O_3 de 11,86% e 21,25%, e de Fe_2O_3 7,43% e 2,08%. A amostra 2M1, arenito muito fino, maciço, moderadamente friável, fortemente intemperizado, caulinitizado e esbranquiçado, apresentou 75,38% de SiO_2 , a maior concentração de Al_2O_3 , com 21,9%, e 1,04% de Fe_2O_3 , o menor valor deste óxido de todas as análises.

As demais amostras apresentaram diferentes tonalidades de vermelho e variação na dureza, em geral alta, sendo consideradas silicificadas com valores de SiO₂ entre 80,44% e 93,10%, Al₂O₃ entre 4,73% e 13,23% e Fe₂O₃ variando entre 1,14% a 7,1%. As amostras com granulometria mais grossa, 4B e 6C2, arenitos médios a muito grossos, apresentaram os maiores conteúdos de SiO₂, 92,92% e 93,10%, os menores valores de Al₂O₃, 5,03% e 4,73%, e TiO₂ e 13,23%, e valores baixos de Fe₂O₃, 1,19% e 1,14%, ainda que a cor vermelha continue presente.

Tabela 7. Composição química em óxidos maiores [% em peso].

Óxidos [%]	1A	1B	1C	2M1	3A6	3A7	4B	4D2	6C2	13A1	13A3	PRN	Média
Al ₂ O ₃	8,97	12,60	10,37	21,93	10,44	7,98	5,03	13,23	4,73	11,86	21,25	8,80	11,43
SiO ₂	86,01	80,44	84,97	75,38	80,92	83,72	92,92	81,92	93,10	77,85	74,80	84,35	83,03
P ₂ O ₅	0,95	0,38	0,56	0,42	0,63	1,14	0,47	1,08	0,58	1,66	0,41	0,71	0,75
K ₂ O	0,16	0,19	0,15	0,17	0,09	0,09	0,08	0,33	0,06	0,16	0,29	0,52	0,19
CaO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,10	0,16	0,11	0,12	0,13	0,15	0,12
TiO ₂	0,39	0,53	0,37	0,81	0,53	0,47	0,12	0,40	0,17	0,74	0,93	0,45	0,49
V ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Fe ₂ O ₃	3,30	5,61	3,33	1,04	7,10	6,30	1,19	2,77	1,14	7,43	2,08	4,83	3,84
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CuO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ga ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
ZrO ₂	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,07	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag ₂ O	0,05	0,04	0,05	0,03	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05
SnO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Nd ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Eu ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01
HfO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00

Não foi possível estabelecer uma correlação entre a concentração do P_2O_5 e dos demais óxidos maiores.

5.4.2. Química Mineral (DRX)

A associação mineralógica observada na análise de rocha total foi muito homogênea (Figura 30), consistindo em quartzo, caulinita, halloysita, hematita e ferrihidrita, minerais que têm na sua composição química os três óxidos maiores mais frequentes (Tabela 7).

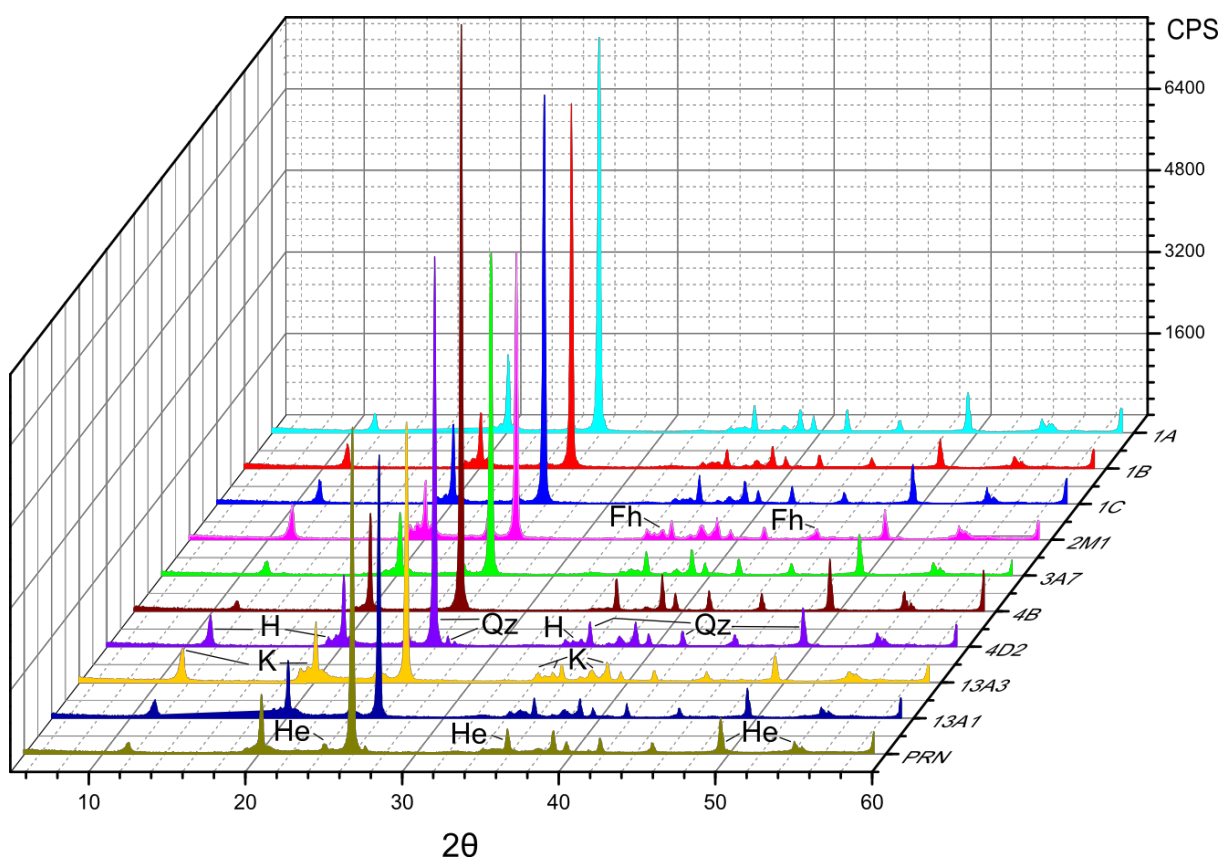


Figura 30. Difratogramas de raios X, em rocha total das amostras analisadas e sua interpretação mineralógica: Qz- Quartzo, K- Caulinita, H- Halloysita, He- Hematita e Fh- Ferrihidrita.

Os difratogramas das diferentes amostras, da mesma forma como ocorrido na análise de rocha total apresentaram um comportamento muito homogêneo. A mineralogia interpretada na DRX da fração fina consistiu em quartzo, caulinita, halloysita, ferrihidrita, goetita, anatásio e vivianita (Figura 31). A associação observada na fração fina basicamente conserva os minerais da fração de rocha total, com exceção da hematita, e adiciona a goetita, anatásio e vivianita, podendo os dois últimos corresponder aos valores de óxido de titânio e fósforo observados na FRX.

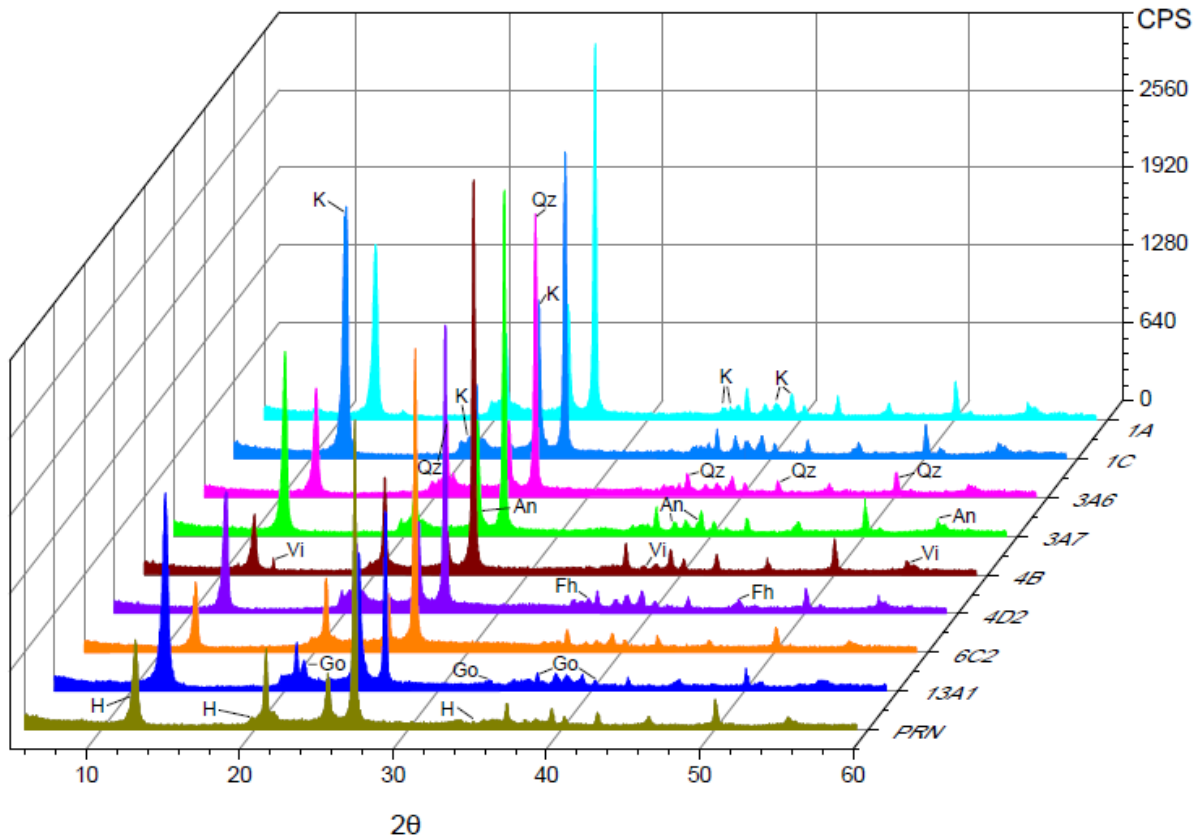


Figura 31. Difratogramas de raios X, em fração fina das amostras analisadas e sua interpretação mineralógica: Qz- quartzo, K- caulinita, H- halloysita, Fh- ferrihidrita, Go- goetita, An- anatásio e Vi- Vivianita.

5.5. Microscopia Petrográfica e Eletrônica de Varredura

Foram analisadas 40 lâminas delgadas que abrangem todas as fácies e litologias, algumas com silicificações, ou contíguas a estas ocorrências (Tabela 6), com o intuito de observar alguma evidência petrográfica e/ou diagenética que permitisse uma maior compreensão da origem das silicificações.

5.5.1. Análise Petrográfica

As amostras são principalmente arenitos de grão médio a fino, alguns siltosos, grossos ou conglomeráticos, com grãos subangulares a subarredondados, de bem a mal selecionados. A porosidade é principalmente móldica, intergranular e vugular, com valores de 4 a 26% de porosidade total, os contatos são flutuantes, subordinados pontuais e alguns longitudinais, com índices de empacotamento de 9 a 53, e média de 27, o que evidencia empacotamento aberto (Figura 33). Não foi achada evidência do material aglutinante original

destes arenitos. Os detritos são principalmente grãos de quartzo, predomínio dos monocristalinos (85%) sobre os policristalinos (15%), alguns grãos esqueletais de feldspato, fragmentos de matéria orgânica (m. o.) amorfa de afinidade palinológica, raros minerais opacos, e traços pontuais de biotita, moscovita, rutilo e zircão (Figura 34). Já os fragmentos de rocha correspondem a quartzo ígneo e metamórfico. Em suma, a classificação composicional indicou que se trata de quartzarenitos (20 amostras) e sublitoarenitos (11 amostras) (Figura 32 e Tabela 8), sendo os primeiros considerados quimicamente maduros, e os segundos submaduros (Folk, 1951, 1974). A autigênese apresenta altos conteúdos de opala e caulinita, assim como quartzo microcristalino, calcedônia e óxidos de ferro (Figura 35, Figura 36). Nove seções delgadas não foram classificadas como rocha, pois correspondiam paleossolo, de regolito argiloso e arenoso, que exibem colóides orgânicos, com incipientes estruturas primárias (Figura 33 e Figura 38).

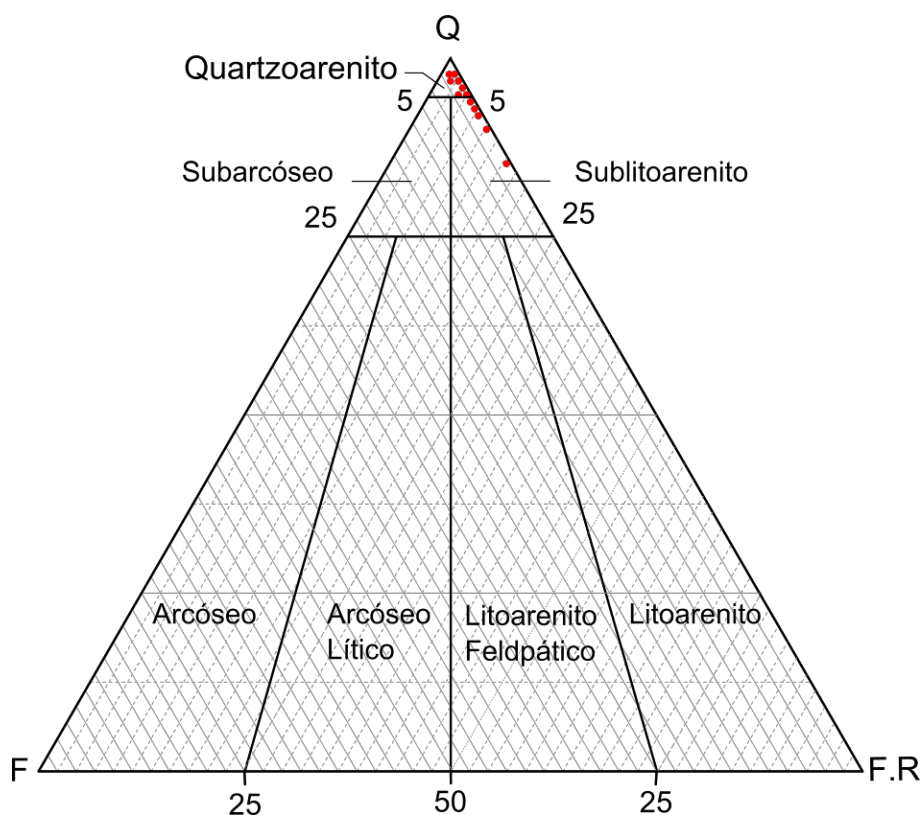


Figura 32. Diagrama composicional de Folk (1974) da composição essencial dos arenitos estudados.

Tabela 8. Análise composicional das seções e sua classificação.

Amostra	Qz	Feld.	F.R.	TOTAL	CLASSIFICAÇÃO
1A	93	0	7	100	sublitoarenito
1Ca	95	0	5	100	quartzoarenito
1Cb	95	0	5	100	quartzoarenito
1F1	96	0	4	100	quartzoarenito
2D	90	0	10	100	sublitoarenito
2E1	95	0	5	100	quartzoarenito
2F	92	0	8	100	sublitoarenito
2M1	99	1	1	101	quartzoarenito
3A1	98	0	2	100	quartzoarenito
3A2	98	0	2	100	quartzoarenito
3A3	94	0	6	100	sublitoarenito
4A1a	96	0	4	100	quartzoarenito
4A1b	97	0	3	100	quartzoarenito
4B	94	0	6	100	sublitoarenito
4C	92	0	8	100	sublitoarenito
4D1	97	0	3	100	quartzoarenito
4E	95	0	5	100	quartzoarenito
5A2	95	0	5	100	quartzoarenito
6A	97	1	2	100	quartzoarenito
6B	95	0	5	100	quartzoarenito
7C1	95	1	4	100	quartzoarenito
7C2	92	0	8	100	sublitoarenito
7D1	95	1	4	100	quartzoarenito
7D2	90	0	10	100	sublitoarenito
8A1a	85	0	15	100	sublitoarenito
8A1b	90	0	10	100	sublitoarenito
9B1	90	0	10	100	sublitoarenito
11A2b	96	0	4	100	quartzoarenito
12A	95	0	5	100	quartzoarenito
12B1	98	0	2	100	quartzoarenito
12B2	95	0	5	100	quartzoarenito

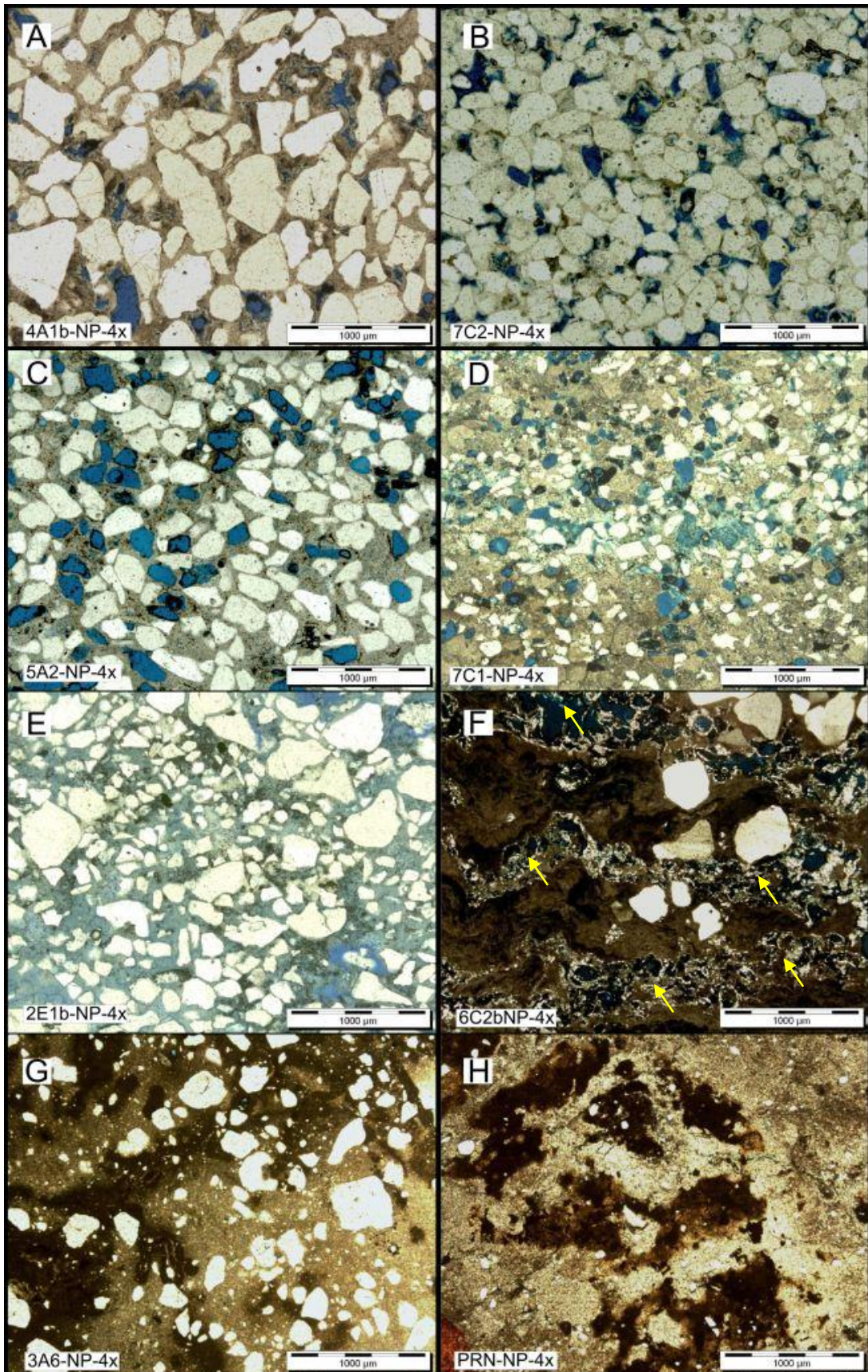


Figura 33. Litotipos com diferentes níveis de silicificação. A- E. Arenitos de diferente índice de empacotamento, cimentados por opala amorfa. A-C Porosidade principalmente móldica (em azul). D-E Porosidade intragranular. F-H. Paleossolos silicificados. F. Paleoraiz cristalizada em quartzo microcristalino com geopetais ao redor (setas). G-H. Matriz-s, matéria orgânica retirada por eluviação e zonas de empobrecidas (áreas amarelas).

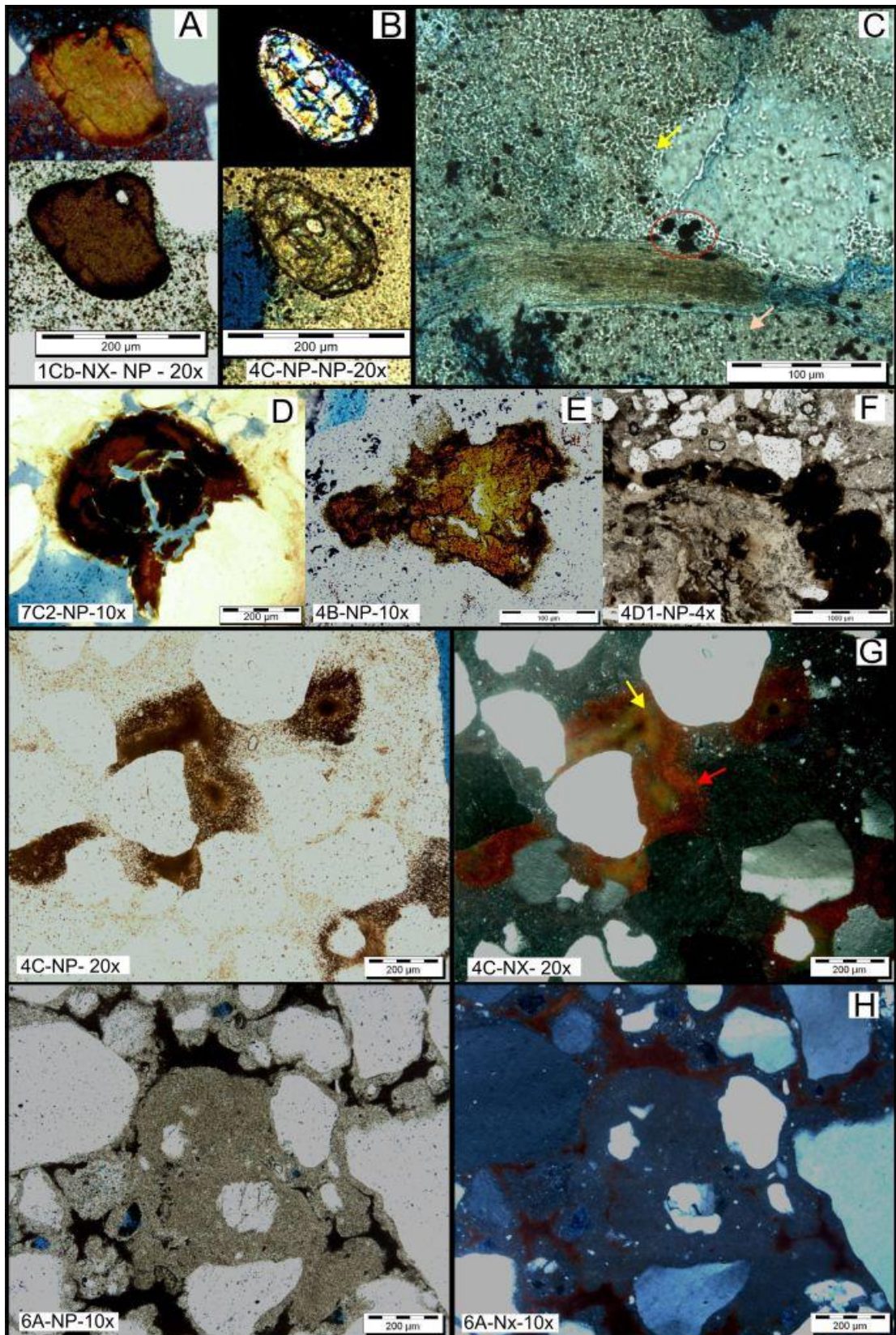


Figura 34. A- F. Constituintes detríticos. A. Turmalina, B. Zircão, C. Biotita em contato com grão de quartzo em cimento opala- caulinitico, D-F. Matéria orgânica, as duas primeiras de natureza polínica. G- H. Autigênese: G. Óxidos (vermelho) e hidróxido (amarelo) de ferro associado à eluviação de m. o. H. Cimento descolante de opala e quartzo microcristalino.

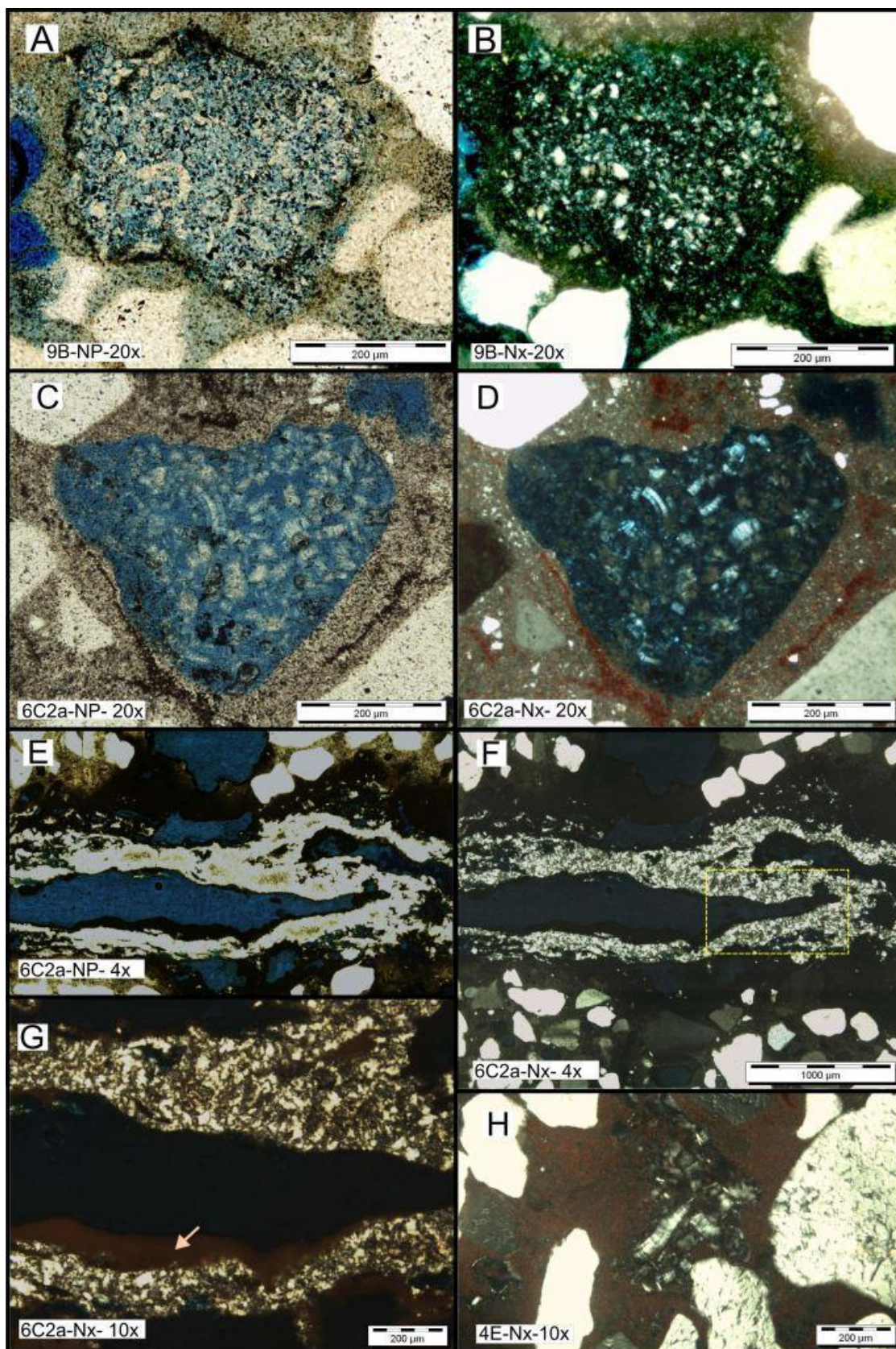


Figura 35. A-H. Tipos de cimentos. A- D. Espaço intergranular apresenta quartzo microcristalino, óxido de ferro, caulinita e calcedônia; o poro móldico contém principalmente caulinita vermicular, opala, óxidos de ferro e alguns minerais argilosos. Em E-F-G. Molde de paleoraziz em quartzo microcristalino. F e G- destacam o tamanho dos cristais e a cimentação de hematita associada. H. Meniscos de caulinita vermicular em poro vugular, com espaço intergranular cimentado em hematita.

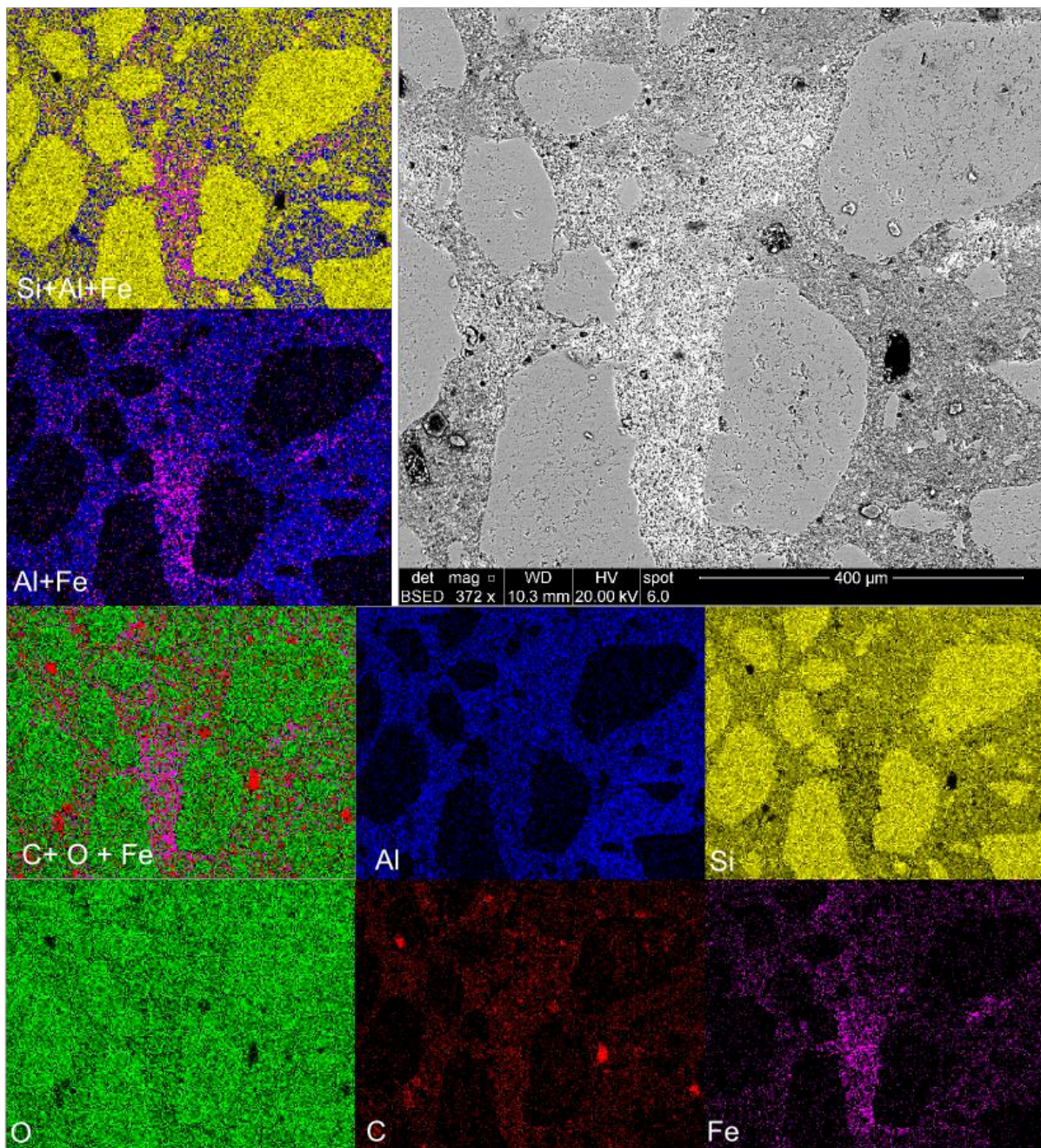


Figura 36. Mapa composicional em amostra DCR01Ca. Em cinza, imagem ERE. Cada quadro em cor representa a composição EDS de um elemento específico, Si – sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro e C – Carbono, podendo misturar elementos num só quadro. Observam-se grãos de Quartzo em cimento de Si, Fe e Al, com conteúdo de matéria orgânica.

5.5.2. Processos Diagenéticos

O maior índice de empacotamento foi calculado em amostras com contatos pontuais e raros longitudinais, que indicam 1-Compactação mecânica incipiente (Figura 33). 2-Dissolução incongruente e/ou intemperismo de feldspatos, produzindo porosidade móldica

(Figura 35). 3-Autigênese de caulinita em forma de rede fina arredor dos grãos de quartzo ou como cristais vermiculares, além de opala amorfa (Figura 34C e Figura 35). 4-Dissolução parcial de quartzo, gerando corrosão nas suas bordas e microporosidade intragranular (Figura 37 A, H-J). 5-Hidratação e Desidratação, inferida pelas microestruturas de eluviação - iluviação, empobrecimento, nódulos de ferro e geopetais (Figura 33 F-H, Figura 37 em B e D-G). 6-Processo de Pedogênese, evidenciada na suma de feições como a perda da estrutura dos arenitos por bioturbação, baixos índices de empacotamento, translocação, podzolização, presença de matriz-s, raízes e seus moldes cristalizados (Figura 33, Figura 35, Figura 37, Figura 38). 7-Recristalização principalmente quartzo microcristalino, e subordinadamente em calcedônia, tanto em poros, como em cavidades de raízes (Figura 35, Figura 31, Figura 39). 8-Autigênese de pelo menos duas gerações de oxido de ferro, uma relacionada à presença de matéria orgânica (Figura 37, Figura 38e Figura 39), e a outra em forma de diminutos cristais vermelhos – marrons arredondados e disseminados (Figura 35 em A-D). 9-Neomorfismo, de opala amorfa principalmente a quartzo microcristalino, ou a calcedônia (Figura 40), o qual evidencia diferentes ciclos de silicificação. Estes processos podem corresponder ser assignados a dois estágios diagenéticos, eodiagênese rasa e telodiagênese (Figura 34, Figura 35 e Figura 37), porém definir em qual destes aconteceu a silicificação é difícil, pela similitude dos processos atuantes nestes estágios e pela falta de evidencias mesodiagenéticas, que poderiam ter ajudado a estabelecer uma ordem na ocorrência dos processos.

Coloides organometálicos (Figura 30, Figura 38, Figura 39 e Figura 40) evidenciam mudanças nas condições redox, associadas possivelmente a ferrólise. Estes colóides apresentam hidróxidos de ferro em cor amarelado- Goetita, representando condições de redução, e óxidos de ferro- Hematita de cor vermelha, que por vezes se fixam como cutãs, ao redor dos grãos de quartzo em condições secas (Figura 37). A ferrólise é associada a climas sazonais (BRINKMAN, 1970; BRINKMAN *et al.*, 1973) sendo reportado comumente em

aguas subterrâneas (MANN, 1983; BENISON E GLODSTEIN, 2002) ou em sedimentos sob influência de drenagem superficial (BRINKMAN *et al.*, 1973, BARBIERO *et al.*, 2010).

São observados grãos de quartzo afetados por dissolução parcial tardia com bordas corroídas, microporosidade na sua superfície e porosidade vugular. A frequente porosidade móldica, e mais rara de canal, nem sempre preenchidas, e o espaço intragranular cimentado em opala e caulinita (Figura 33, Figura 34e Figura 35) evidencia processos de hidratação-desidratação, dissolução e autigênese, ocasionados por intemperismo, durante a telodiagênese, podendo estar associado a um clima sazonal.

A Figura 40 apresenta um cristalário de microquartzo envolvido em uma língua ou pedotúbulo de matéria orgânica, sendo este rodeado de opala amorfa. Este cristalário poderia ser o vestígio de uma primeira silicificação com pelo menos uma fase ou ciclo de recristalização, de opala até chegar a microquartzo. Posterior bioturbação representada pela matéria orgânica, e finalmente, uma segunda silicificação indicada pela opala envolvente. Isto confirma a ocorrência de pelo menos dois eventos de silicificação, sendo multicíclica.

O espaço poroso é por vezes preenchido por cimentos opalinos, caulíníticos, de óxidos de ferro e localmente de titânio e manganês (Figura 34, Figura 35 em A-D, Figura 38 e Figura 40). O fato de ocorrer grandes caulinitas vermiculais com opala indica ambientes altamente ácidos (Figura 35 em A-D, H). Neste trabalho a silicificação é registrada nos cimentos de opala, calcedônia ou quartzo microcristalino (Figura 35), tendo que ocorrer neomorfismo para que as duas últimas formas se produzam, chegando a recristalizar cavidades de paleoraízes (Figura 35 em E-H).

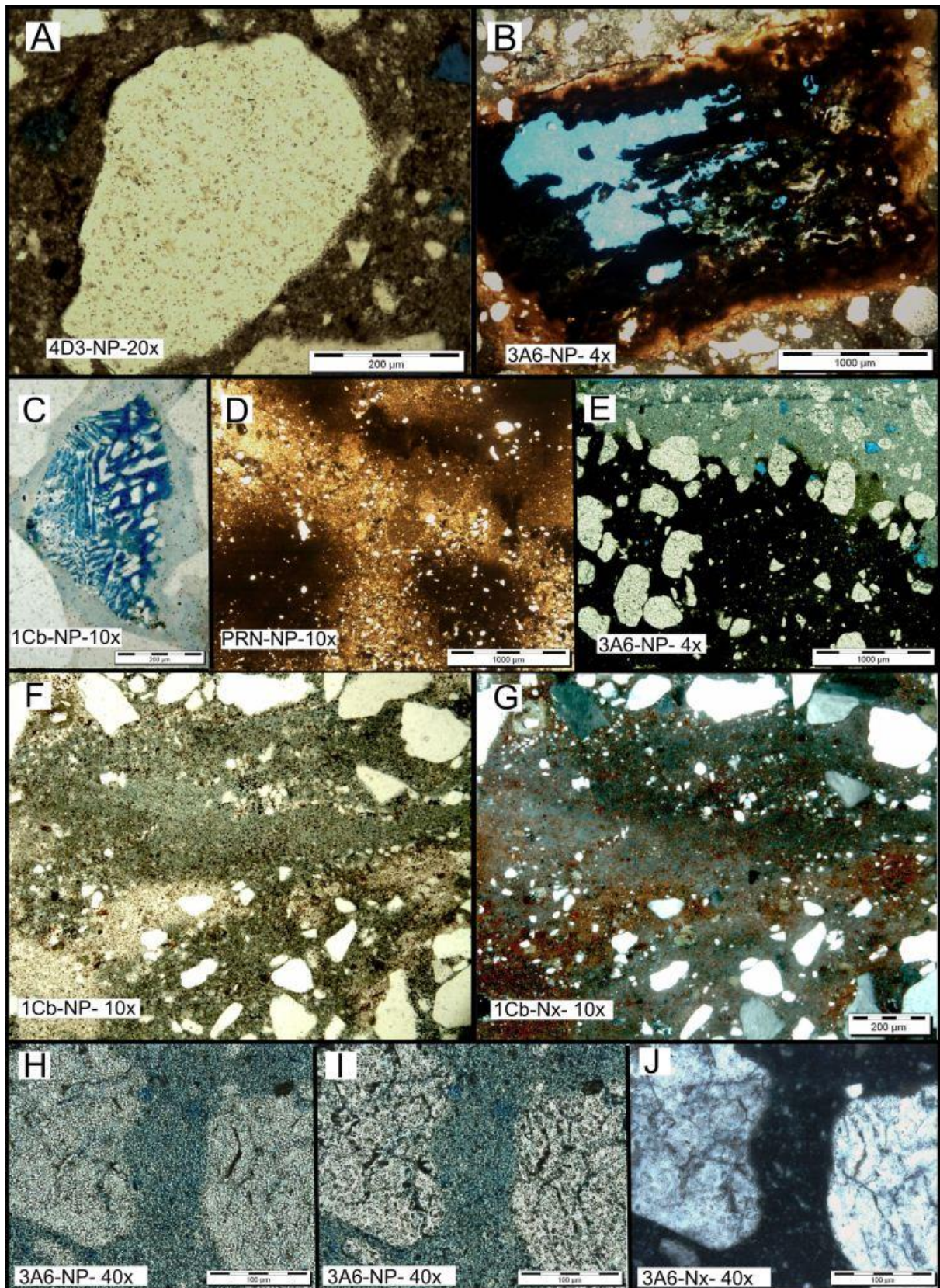


Figura 37. A. Qz monocristalino com bordas corroídas e microporosidade intragranular. B. Matéria orgânica com hiporrevestimento de óxidos-hidroxidos de Fe. C. Cristal alveolado de quartzo com intercrescimento gráfico. D. Nódulos de Fe, e processos de eluviação. E. Textura nítida do processo eluviação (porção superior, em empobrecimento) e iluviação (porção inferior). F-G. Paleossolo com translocação, texturas de empobrecimento e estrutura geopetal, que indica processos de hidromorfia. H-I-J. Grãos de Qz monocristalino com alta corrosão (I), caulinitização da porosidade exposta (H), rodeado de caulinita e opala autigênicas.

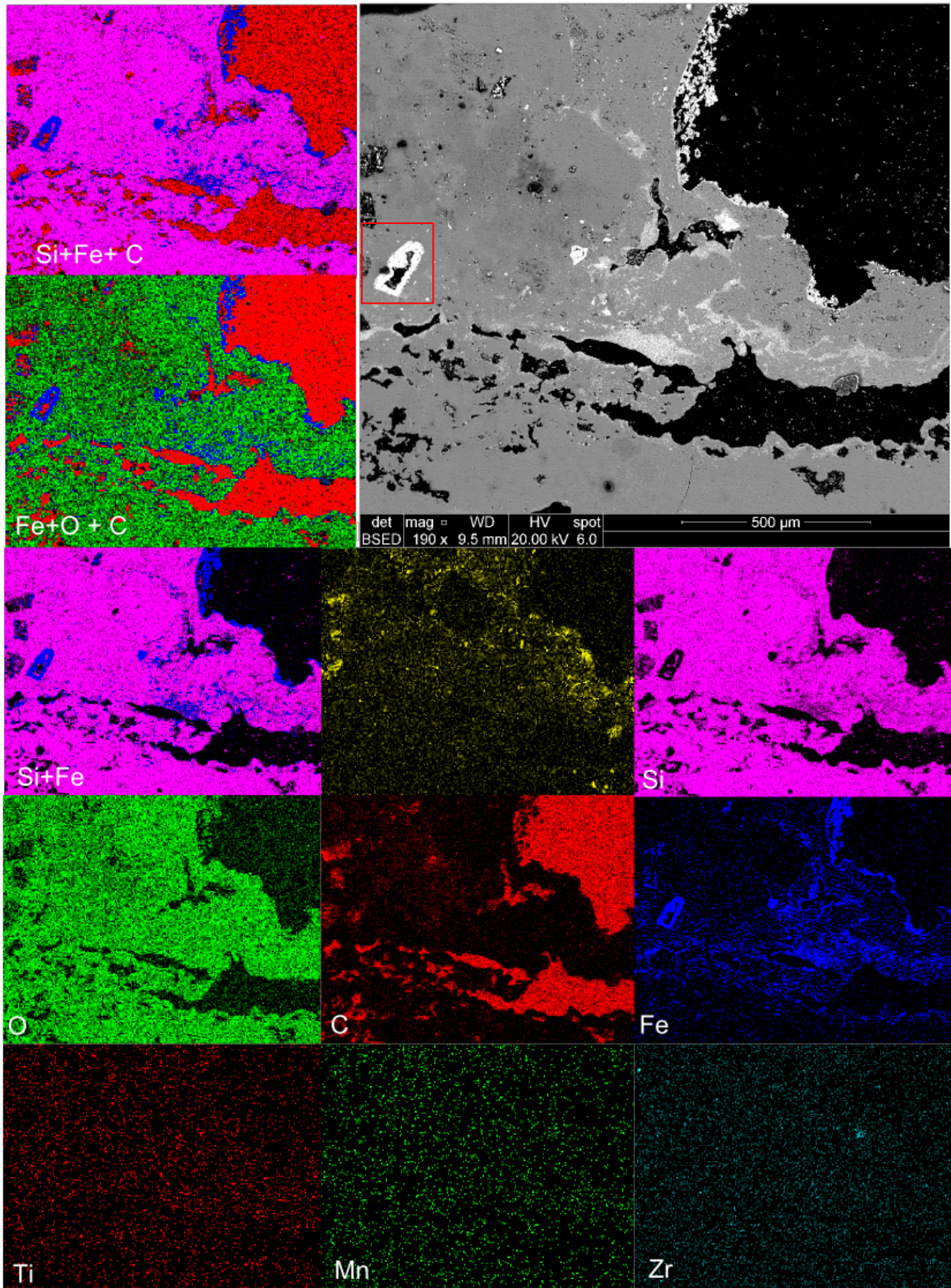


Figura 38. Mapa composicional em amostra DCR06C2a. Em cinza imagem ERE (detalhe de quadro vermelho em Figura 39). Cada quadro em cor representa a composição EDS de um elemento específico, Si – sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro, C – Carbono, Ti- Titânio, Mn – Manganês e Zr- Zircão, podendo misturar elementos num só quadro. Observam-se matéria orgânica sendo ferruginizada e posteriormente silicificada, engolfado todo em matéria orgânica.

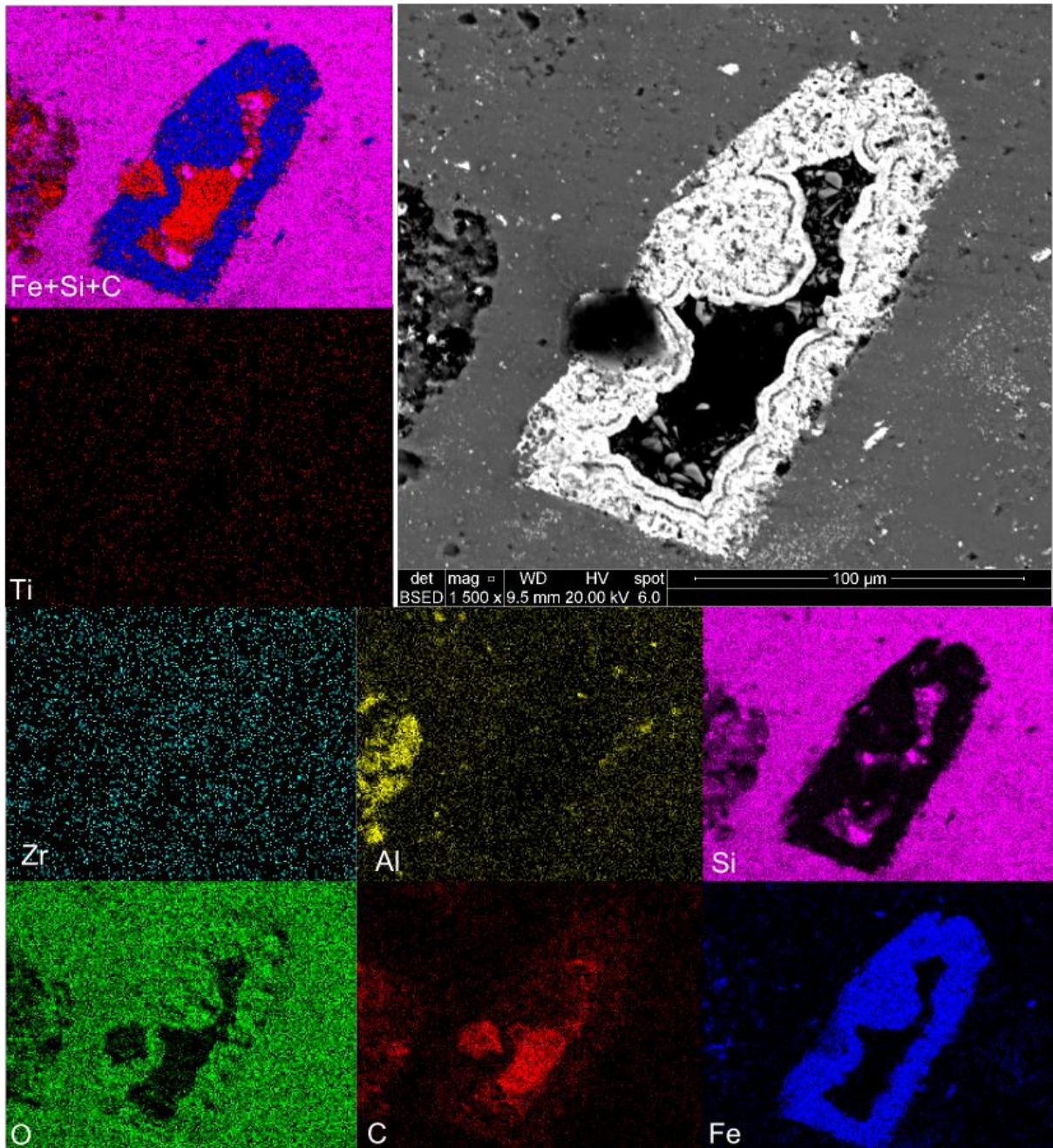


Figura 39. Mapa composicional de área aumentada em amostra DCR06C2a. Em cinza, a imagem ERE. Cada quadro em cor representa a composição EDS de um elemento específico, Si – sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro, C – Carbono, Ti- Titânio e Zr- Zircão, misturando Fe, Si e C no quadro superior esquerdo. Observam-se matéria orgânica que contém cristais de quartzo microcristalino, sendo ferruginizada e posteriormente silicificada.

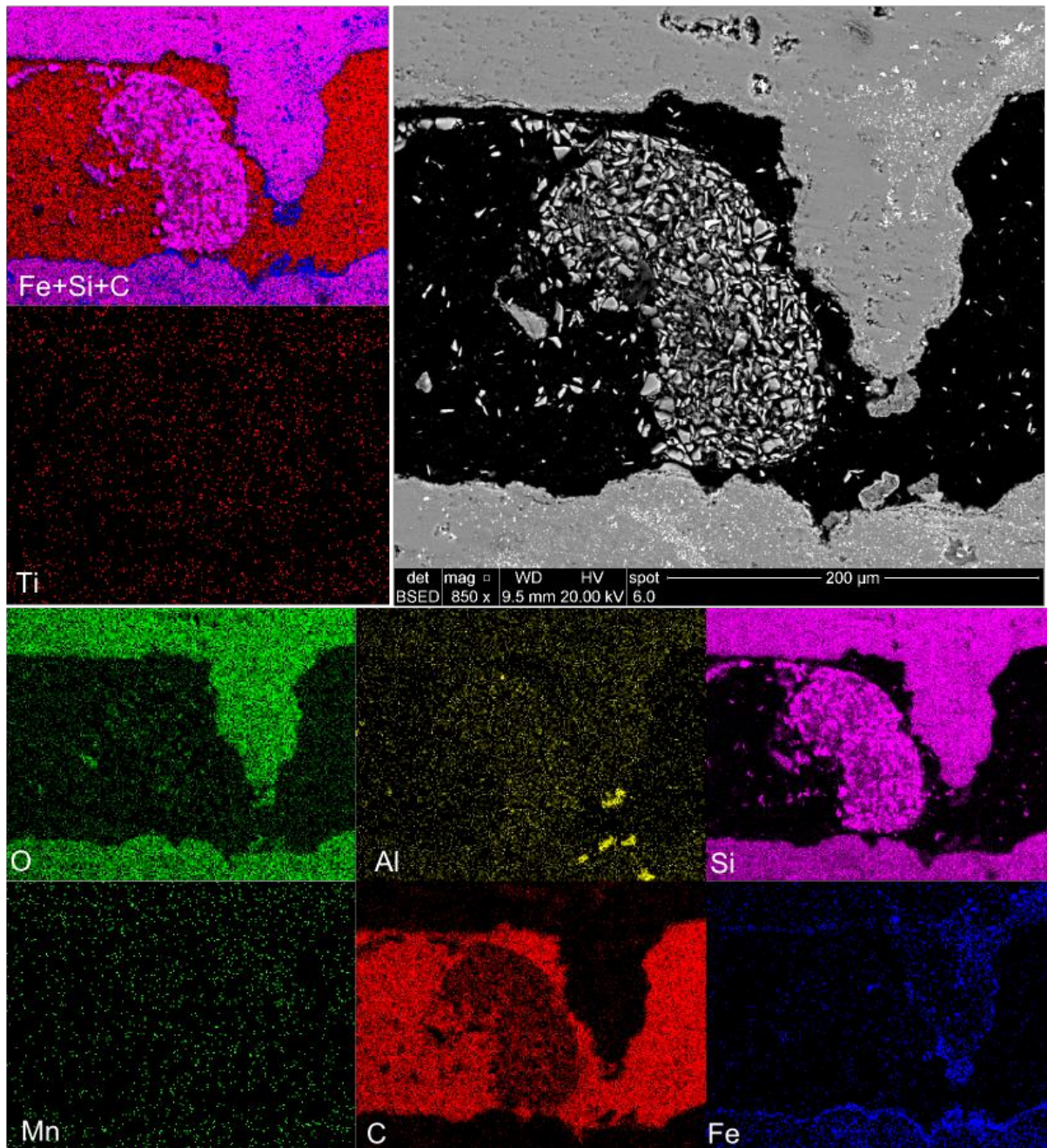


Figura 40. Detalhe de área em amostra DCR06C2, em cinza imagem ERE. Cada quadro em cor representa o mapa composicional EDS de Si – sílica, Al – Alumínio, O – Oxigênio, Fe- Ferro, C – Carbono, Ti- Titânio e Mn- Manganês, misturando Fe, Si e C no quadro superior esquerdo. Observa-se um cristalário composto por grãos de quartzo microcristalino, contido em matéria orgânica, sendo ferruginizada e posteriormente silicificada em opala.

5.5.3. Intensidade da Silicificação

A intensidade da cimentação é diferente nas amostras afetadas pelo processo de silicificação, sendo evidenciado na quantidade de poros preenchidos por polimorfos de sílica, o que afeta diretamente a porcentagem de porosidade quantificada (Tabela 9), e macroscopicamente afetando a dureza da rocha (Figura 33).

A Tabela 9 apresenta as amostras agrupadas pela intensidade da silicificação, valores de porosidade, variando de 1 a 26%. Para os arenitos, classificação textural, composicional, índice de empacotamento, indicação da preservação macroscópica da estrutura sedimentar primária, sendo que nos cinco grupos ocorrem amostras que a preservam.

Tabela 9. Classificação das amostras de acordo à intensidade de silicificação (rg - regolito).

Classificação	Amostra	Textural	Índice Emp.	Porosid. %	Composicional	Estrut. Sed. Preservada
Silicificação Forte	1B	Paleossolo (rg. arenoso)	Não Aplica	1	Não Aplica	
	PRN	Paleossolo (rg. argiloso)	Não Aplica	1	Não Aplica	
	3A6	Paleossolo (rg. arenoso)	Não Aplica	2	Não Aplica	
	3A7	Paleossolo (rg. arenoso)	Não Aplica	2	Não Aplica	
	4A1a	Arenito	34	4	Quartzoarenito	
	7D1	Arenito	53	4,5	Quartzoarenito	X
	1Ca	Arenito siltoso	22	6	Quartzoarenito	X
	4C	Arenito	39	6	Sublitoarenito	X
	1Cb	Arenito	25	7	Quartzoarenito	X
Silicificação Média	9B2	Paleossolo (rg. arenoso)	Não Aplica	7	Não aplica	
	4B	Arenito	39	9	Sublitoarenito	
	6A	Arenito siltoso	35	9	Quartzoarenito	X
	6C2b	Paleossolo (rg. arenoso)	Não Aplica	9	Quartzoarenito	
	4D2a	Arenito	30	10	Sublitoarenito	
	7D2	Arenito conglomerático	34	10	Sublitoarenito	
	1A	Arenito	23	12	Sublitoarenito	X
	4D3	Paleossolo (rg. arenoso)	Não Aplica	12	Não aplica	
	6C2a	Paleossolo (rg. arenoso)	Não Aplica	12	Quartzoarenito	
Silicificação Fraca	7C2	Arenito	32	13	Sublitoarenito	X
	4A1b	Arenito	38	14	Quartzoarenito	
	5A2	Arenito	25	13	Quartzoarenito	
	8A1b	Arenito	23	15	Sublitoarenito	X
	4E	Arenito	30	16	Quartzoarenito	X
	4D1	Arenito	30	18	Quartzoarenito	
Sem silicificação, com Intemperismo Médio	6B	Arenito	32	18	Quartzoarenito	X
	9B1	Arenito siltoso	20	18	Sublitoarenito	X
	8A1a	Arenito	18	12	Sublitoarenito	X
	12B2	Arenito	41	12	Quartzoarenito	
	2D	Arenito	33	13	Sublitoarenito	X
	3A2	Arenito siltoso	30	13	Quartzoarenito	X
	3A3	Arenito	28	13	Sublitoarenito	X
	2F	Arenito	34	14	Sublitoarenito	X
	12A	Arenito	20	14	Quartzoarenito	X
	12B1	Arenito	30	15	Quartzoarenito	
	3A1	Arenito	36	16	Quartzoarenito	X
Sem silicificação, com Intemperismo Forte	11A2b	Arenito	25	18	Quartzoarenito	X
	7C1	Arenito siltoso	25	20	Quartzoarenito	X
	1F1	Arenito siltoso	20	14	Quartzoarenito	
	2E1	Arenito	18	20	Quartzoarenito	X
	2M1	Arenito siltoso	9	26	Quartzoarenito	

Os três primeiros grupos correspondem às amostras foram atingidas pelo processo de silicificação, caracterizando pelo alto preenchimento de cavidades por polimorfos de SiO₂, destacando o quartzo microcristalino e calcedônia, os quais são mais estáveis estruturalmente, que a opala. O terceiro grupo, onde a silicificação apresenta-se com menos intensidade, corresponde a amostras parcialmente silicificadas, sendo a proporção de cimento caulínico igual ou superior ao de sílice.

5.6. Ocorrências sub--superficiais das silicificações em Manaus

Foi analisada a base de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas-SIAGAS na cidade de Manaus, que contava até Fevereiro de 2013 com 2760 poços registrados. Destes poços, 1119 têm descrição litológica, ocorrendo em 316 um total de 517 níveis silicificados (Figura 41). Foram encontradas até cinco camadas silicificadas em seis poços, sendo quatro localizados no centro - oeste da cidade e dois no centro-leste da cidade. Estas silicificações aparecem desde superfície até 228 m de profundidade, sendo 81% escritas como arenito, 18% como siltito e 1% como argilito. Suas espessuras apresentam rango frequente de 0,7 a 4,0 m, valores maiores a esses são raros, sendo pontual o registro de 73 m de espessura.

Foram desenhadas três seções transversais na cidade de Manaus (Figura 42), usando 21 poços escolhidos pela sua variação em espessura dos níveis silicificados, assim como sua diversidade litológica e sua distribuição vertical.

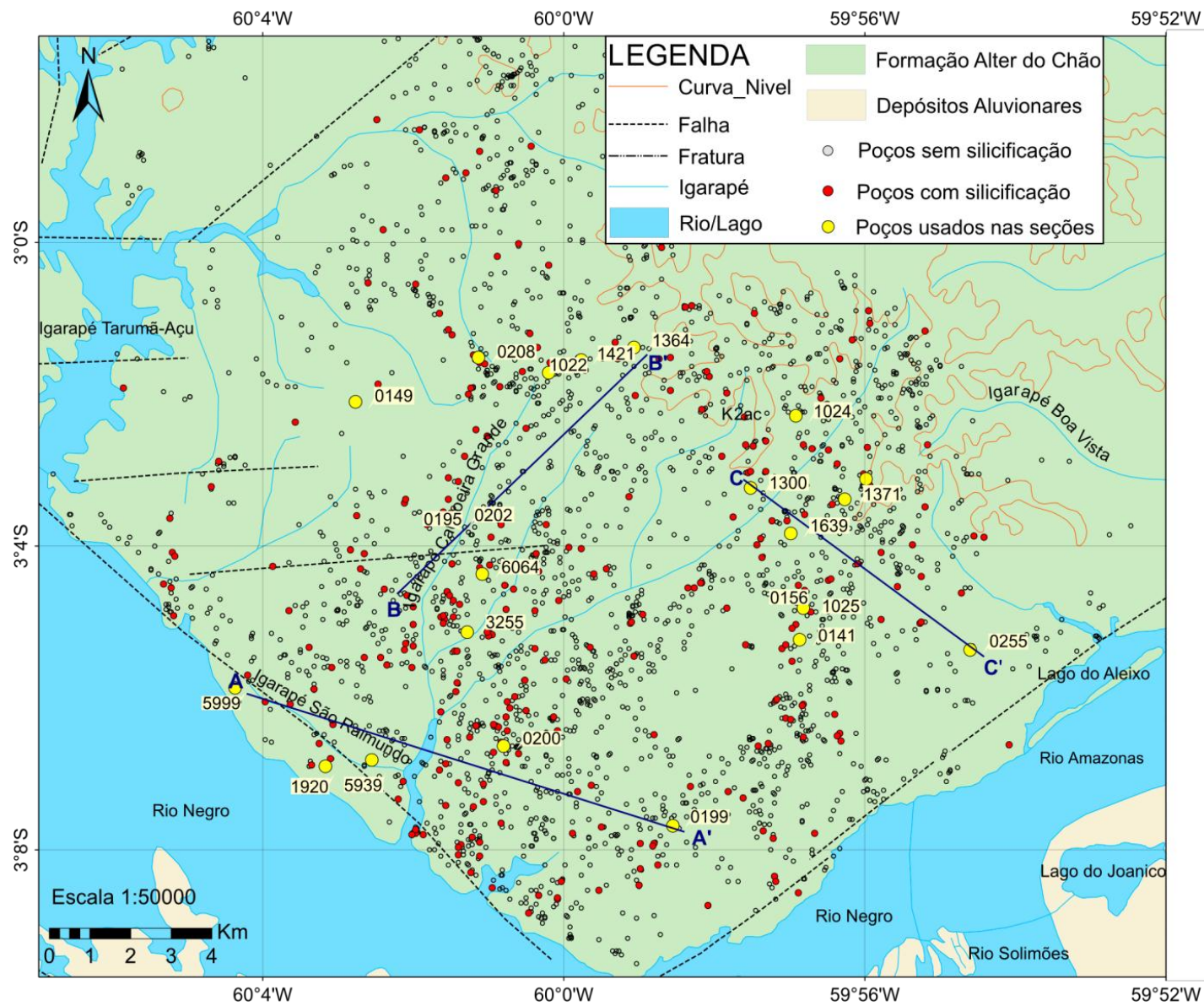


Figura 41. Mapa da zona urbana de Manaus com os poços da base de dados do SIAGAS. Em vermelho, os poços com camadas silicificadas, já em amarelo os poços usados para as seções transversais. Base SIG fornecido pela CPRM-Manaus.

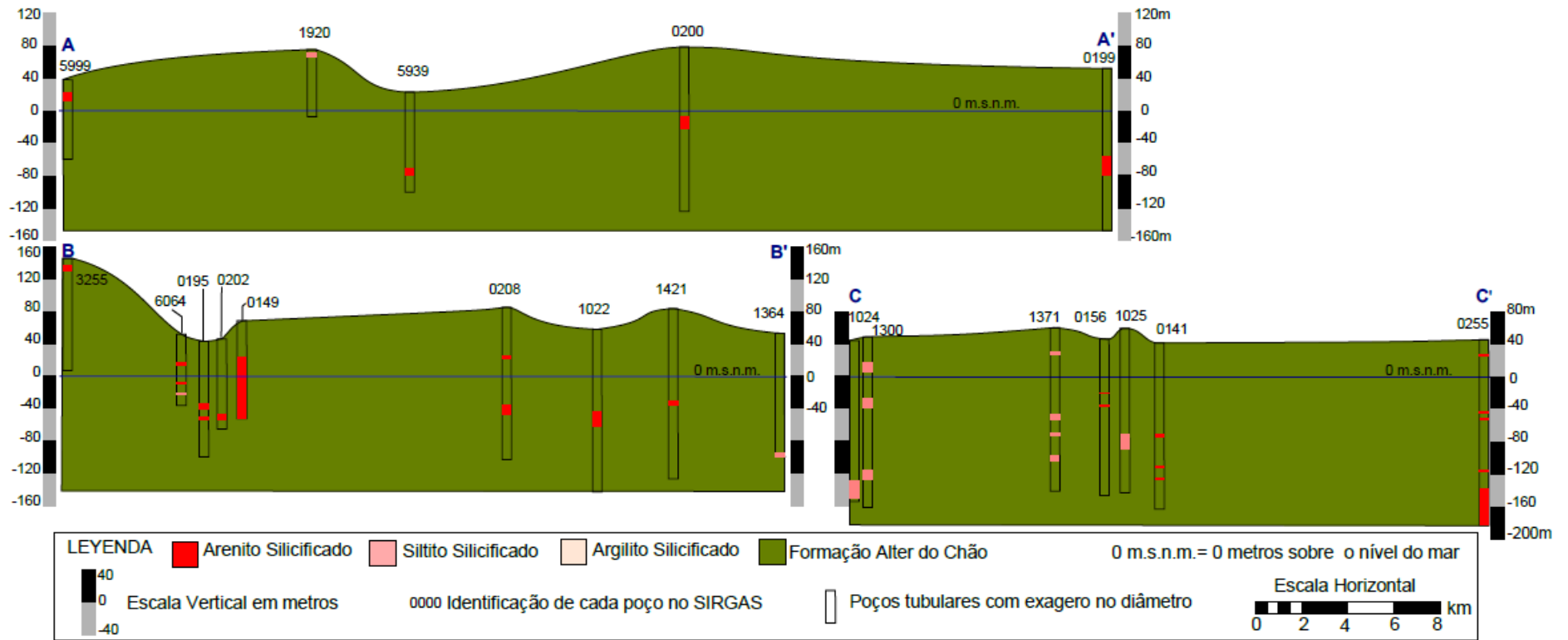


Figura 42. Seções transversais em diferentes locais da cidade de Manaus, indicando distribuição e espessura das silicificações.

6. CONCLUSÕES

As nove fácies identificadas na região de Manaus no presente trabalho - Cm, Aa, Ap, At, Al, Am, Afb, Pm e Pb - permitem interpretar que os sedimentos foram depositados por um sistema fluvial entrelaçado. As fácies ocorrem em duas associações: uma de planície de inundação, composta por Al, Am Afb, Pm e Pb, e outra de depósitos de canal, conformada por Cm, Aa, Ap, e At, as quais conformam ciclos granodecrescentes ascendentes, por vezes erodidos no topo, e apresentam variação na hierarquia das formas de leito.

As feições sedimentares do material estudado não correspondem à caracterização da Fm Novo Remanso, mas apresentam afinidade com as descrições da Fm Alter do Chão (Mendes *et al.*, 2012, Vieira, 1999), pelo que os afloramentos são designados a esta unidade.

Feições pedogenéticas macro- e microscópicas das fácies Afb e Pb confirmam desenvolvimento de paleossolos na sucessão, durante sazonalidade climática com períodos úmidos e secos. Estes corpos ocorrem geralmente finalizando os ciclos granodecrescentes ascendentes, em 60% dos afloramentos visitados, predominantemente nos regolito pelítico frequentemente silicificados. A sazonalidade e as variações na taxa de sedimentação originou ocorrência múltipla destes corpos, observada no DCR01, DCR11, e confirmada no trabalho de Vieira (2002). Devido à sua frequente ocorrência na região de Manaus, o presente trabalho propõe que estes paleossolos sejam denominados Geossolo Manaus, tendo como afloramento de referência o afloramento DCR13.

Os paleossolos do DCR13 e PRN com *slicken-sides* e microrelevo gilgai, foram identificados como vertisolos, com mínimo 30% de conteúdo de argilas expansivas, indicando que na área havia concentração de água sazonal, ou seja, havia momentos úmidos e momentos secos. Já aqueles do DCR01, DCR09 e DCR11 apresentam estruturas prismáticas e em blocos, próprias dos Argissolos, que precisam de alguns milhares de anos numa superfície bem estável e em condições distantes de corpos de água para desenvolver suas características,

de argila iluvial e estrutura. Eles sugerem que o clima era úmido, havia baixa declividade, a superfície ficou bom tempo sem receber sedimentos, e a cobertura vegetal foi relativamente densa, o que fica evidente nas paleoraízes do DCR01.

Neste estudo foram identificados pelo menos dois tipos de paleossolos, vertisolos e argisolos. Alguns níveis de paleossolos precisam ainda maior detalhe na sua caracterização, sendo possível ter Neossolos Quartzarênicos, que contém menos de 15% de argila. Na análise microscópica não foram achados microagregados que confirmaram a ocorrência de Latossolos.

Dos paleossolos confirmados até o momento, só os argissolos poderiam constituir estratigraficamente uma camada guia, que ajude na maior compressão da geologia local, especialmente em escalas de detalhe, devido à sua interpretação paleoambiental. Precisa-se de maior densidade de amostragem nos paleossolo de regolito arenoso para descartar ou confirmar a ocorrência de latossolos, que ajudariam em regionalizações mais amplas como marco estratigráfico.

As silicificações ocorrem em afloramentos localizados entre as cotas 0 a 30 m, em oito das nove fácies descritas, através de todas as litologias, em rochas com estruturas primárias preservadas ou obliteradas e principalmente arenitos. Este processo pode apresentar-se no topo, centro ou base dos afloramentos, com espessura mínima de 0,5 cm no DCR08, e máxima de 3,0 m no DCR04, envolvendo contínua ou descontinuamente de uma a quatro fácies contíguas. Em extensão lateral, a maior silicificação contínua encontrada está no ponto DCR13, totalizando 365 m por 345 m, e 1,5 m de espessura. As silicificações descontínuas apresentaram tanto a menor área, no ponto DCR10, com 217 m por 30 m, quanto a maior, no ponto DCR09, com 928 m por 210 m.

É muito comum a localização de silcretas na base do perfil laterítico, devido à acumulação da sílica que é eliminada de feldspatos e quartzo. Este processo é observado em

muitos dos afloramentos estudados, a través de perfis lateríticos completos, truncados ou soterrados, entendendo pelos últimos os que após de completos foram incorporados a uma sequencia sedimentar, que depois desenvolveu outro perfil de solo no topo.

Silicificações subsuperficiais também ocorrem na cidade de Manaus, em até 228 m de profundidade. Em seis poços ocorrem cinco silicificações na mesma sucessão vertical, com espessura de 0,6 m a 4 m, e em diferentes litologias, sendo 81% arenito, 18% siltito e 1% argilito. Na amostra PRN, localizada a -20 m de profundidade desde o leito do Rio Negro foi identificada a ocorrência de paleossolos pelíticos, possivelmente deslocados verticalmente por neotectônica.

É indicada possível contemporaneidade nos processos pedogenéticos e de silicificação dos vertissolos PRN e DCR13, separados 13,75 km, devido à sua grande semelhança nas feições macroscópicas. Considerando a idade cenozoica da cobertura sedimentar, se infere que as silicificações ocorreram após da deposição da unidade, e antes da neotectônica que afetou a zona.

A composição química média em óxidos maiores para todos os litotipos é de: SiO_2 - 83%, Al_2O_3 - 11%, e Fe_2O_3 - 4%, que representam um 98% do conteúdo em peso. Já os óxidos menores e traços foram P_2O_5 - 0,8%, TiO_2 - 0,5%, K_2O_5 - 0,2%, e CaO - 0,1%, que somam ao todo 99,6% do composição em peso. Os resultados de difratometria de raios-X (DRX) indicam que, mineralogicamente, estas amostras são compostas por quartzo, caulinita, halloysita, hematita, ferrihidrita, goetita, anatásio e vivianita, que está de acordo com o conteúdo químico. O conteúdo de P_2O_5 , presente em colóides orgânicos ou misturado no cimento silicático, também pode estar associado à presença de matéria orgânica durante a formação dos paleossolos. Os resultados da DRX de rocha total e fração fina foram basicamente os mesmos, constatando-se pouca influência na variabilidade mineralógica, o que evidencia maturidade química e composição típica residual devido ao intemperismo tropical.

Foi feita uma caracterização química das amostras com e sem silicificação. As amostras silicificadas apresentaram valores de SiO_2 entre 80% e 93%, sendo que os arenitos sem silicificação e com intemperismo forte a moderado, exibiram os valores mais baixos desse óxido entre 74,80% e 77,85%, e os maiores de Al_2O_3 , de 21,93 a 11,86%. A amostra 2M1, com alto intemperismo, exibiu o menor valor de Fe_2O_3 1,04%, e o maior de TiO_2 0,81%, estando este último associado ao anatásio, mineral produto de intemperismo. Considerando a definição de Nash e Ullyot (2007) de conteúdo de $\text{SiO}_2 > 85\%$ em peso para silcretes, e a indicação de Thiry (comunicação verbal), de que esse valor pode ser menor, foi determinado valor de $\text{SiO}_2 \geq 80\%$ para denominação de silcrete, recebendo essa designação os sedimentitos silicificados analisados neste trabalho.

A caracterização petrográfica indicou um regolito de arenitos médios a finos, alguns com fração siltosa, grossa ou conglomerática, com grãos subangulares a subarredondados, de bem a mal selecionados. Apresentam valores de porosidade entre 4 a 26%, de forma frequentemente móldica, intragranular e vugular. Exibem contatos principalmente flutuantes, subordinados pontuais e raros longitudinais, com índices de empacotamento de 9 a 53, e média de 27, evidenciando empacotamento aberto. São classificados segundo Folk (1974) como quartzarenitos e subordinadamente sublitoarenitos, sem evidência de matriz. Os detritos são principalmente quartzo, matéria orgânica, alguns grãos esqueletais de feldspato, raros minerais opacos, e traços de biotita, moscovita, rutilo e zircão. Já os fragmentos de rocha correspondem a quartzo ígneo e metamórfico. Os minerais autigênicos são opala, caulinita, calcedônia, quartzo microcristalino e óxidos de ferro. Esta caracterização petrológica indica que a microestrutura de rocha foi, ou está sendo, apagada, devido à falta de litificação efetiva, e aos processos diagenéticos rasos.

A alta quantidade de cimento de opala e caulinita, os raros grãos esqueletais de feldspato, a frequente porosidade móldica e vugular, a considerável porcentagem de Al_2O_3 , o

empacotamento aberto generalizado nas amostras e o predomínio de contatos flutuantes entre grãos, evidenciam que os arenitos perderam sua estrutura como rocha, e que a composição inicial era rica em feldspato, correspondendo a arcósios. Os processos intempéricos geraram uma forte dissolução dos feldspatos, limitando sua atual composição detrítica principalmente a quartzo. Assim, sua composição atual geraria uma classificação quimicamente madura.

Dois estágios diagenéticos foram identificados: 1- Eodiagênese Rasa, que inicia com a pedogênese, seguida de soterramento superficial até a zona vadosa ou freática, produzindo leve compactação mecânica incipiente. Nestas condições, e com a presença de matéria orgânica, as águas intersticiais foram acidificadas por ação de ferrólise parcial, gerando a dissolução incongruente de grande parte dos feldspatos, produzindo porosidade secundária móldica e intragranular, autigênese de opala amorfa, caulinita, e óxidos-hidróxidos alternados ao redor da matéria orgânica, sendo a opala o principal cimento destes depósitos. 2- Telodiagênese, que inicia com a exumação e, na superfície, é marcada por processos de intemperismo, através de estruturas de eluviação-iluviação e lixiviação, com novos ciclos de hidratação- desidratação, dissolução de grãos gerando autigênese e, possivelmente, nova pedogênese em regolito arenoso não silicificado. A dissolução telogenética agiu nos grãos de feldspato restantes gerando porosidade móldica, vugular e intragranular, por vezes aumentada produzindo porosidade em cavidades de até poucos centímetros de tamanho. Os grãos de quartzo também foram afetados por dissolução parcial, que gerou bordas corroídas, microporosidade na sua superfície e/ou porosidade vugular. Também é observada porosidade de canais, e microagregados, produzida pela expansão e contração das argilas. Esta porosidade pode estar ou não preenchida por cimentos opalinos, caulíníticos, de óxidos de ferro, e localmente de titânio e manganês. O cimento caulínítico apresenta-se em forma de rede, ou como cristais vermiculais, e o óxido de ferro ocorre sob forma de pequenos cristais arredondados, cutáns e formando colóides. O cimento opalino, por vezes, apresenta

neomorfismo, principalmente de opala para quartzo microcristalino, e subordinadamente para calcedônia, chegando a recristalizar moldes de raízes. A ocorrência destes estágios diagenéticos, sem mesodiagênese, ratificam os baixos valores na sedimentação e subsidência apresentada por Coutinho e Gonzaga (1994, *apud* CUNHA, 2000) para os sedimentos Meso-Cenozóicos da Bacia do Amazonas.

A silicificação atingiu diversos litotipos com diferentes graus de intemperismo, cimentando parcialmente a porosidade, cavidades e moldes de raízes, com opala amorfa, ou no caso de acontecer neomorfismo, principalmente com quartzo microcristalino ou subordinadamente calcedônia. Pelo menos dois eventos de silicificação teriam ocorrido, sendo os dois multicíclicos. Definir, porém, em qual dos estágios diagenéticos ocorreu a silicificação é difícil, pela similaridade dos processos atuantes nestes estágios e pela falta de evidências mesodiagenéticas, que poderiam ter ajudado a estabelecer uma ordem na ocorrência dos processos.

Os estágios diagenéticos propostos seriam desenvolvidos em linhas de drenagens superficiais e/ou na zona de oscilação do nível freático de aquíferos rasos, sob influência de clima sazonal oscilando entre úmido e seco, com disponibilidade de matéria orgânica. Estas condições teriam propiciado os processos de oxidação-redução indicados acima, assim como o de ferrólise e, conseqüentemente, lixiviação, dissolução, pedogênese e silicificação. Para os silcretes não aflorantes de Manaus, são propostas as mesmas gêneses. Alguns destes silcretes subsuperficiais teriam sido afetados pela neotectônica local, após sua silicificação, sendo soterrados, como no caso da amostra PRN. Outros poderiam ter sido só originados por águas subterrâneas, sem ter sido exumados até agora. A ocorrência de diferentes processos de silicificação numa área, como é sugerida neste trabalho, já foi descrita por Thiry (1999) na bacia de Paris.

A relação observada entre a porosidade e a intensidade de silicificação serviu de base para classificar as amostras em três grupos, considerando o índice de empacotamento como segundo parâmetro nesta classificação: 1- de silicificação forte com porosidades entre 1 e 7%, e empacotamento de 22 a 53; 2- de silicificação média, com porosidade de 9 e 14%, e empacotamento de 23 a 39; 3- de silicificação fraca, com porosidade entre 13 e 18%, e empacotamento de 20 a 32. A intensidade baixa na silicificação foi a menos observada na análise.

7. REFERÊNCIAS

- Abinader, H.D., 2008. Depósitos cenozóicos da porção oeste da Bacia do Amazonas. Unpubl. M.Sc. thesis, Federal University of Amazonas, Manaus, 83 pp.
- Aguilar, J.; Dorronsoro - Fernandez, C.; Fernández, J.; Dorronsoro Diaz, C.; Martin, F. e Dorronsoro, B. 1998. *Micromorfografía de suelos. Programa Interactivo multimedia, 1ra versión. Departamento de Edafología y Química Agrícola, Universidad de Granada. España.* Disponível em <<http://edafologia.ugr.es/micgraf/index.htm>> Acesso em: Fevereiro de 2014.
- Allen, J. R. L. 1982. *Sedimentary Structures: their character and physical basis. Developments in Sedimentology*, 30A "B. Elsevier, Amsterdam. 1258pp.
- Andrade, L. S. 2010. Avaliação geológica de superfície e subsuperfície das unidades sedimentares cretácea e neógena que compõem o relevo das regiões de Manaus e Itacoatiara, Amazônia central. Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 55 p.
- Andrade, L.S., Soares, E.A.A., 2010. Avaliação geológica de subsuperfície das unidades sedimentares cretácea e neógena nas regiões de Manaus e Itacoatiara, Amazônia Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, vol. 45, Manaus.
- Andrade, L.S., Soares, E.A.A., 2009. Estratigrafia de subsuperfície da sequência sedimentar cretácea e neógena na cidade de Manaus. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, vol. 11, Manaus.
- Andreis, R. R. 1981. Identificación e importancia geológica de los Paleosuelos. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 67p.
- Albuquerque, O. R. 1922. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, vol 3. DNPM, Rio de Janeiro, 84 p.
- Araújo, T. P. 2013. A Influência de fraturas no Arenito Manaus para o fluxo de água subterrânea do aquífero Alter do Chão. Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 47 p.
- Annot, M. J.; Good, T. R.; Lewis J. J. M. 1997. *Photogeological and image-analysis techniques for collection of large scale outcrop data. Jour. of Sedim. Res.* 67: 984-987.
- Barbiero, L; Mohan Kumar, M. S.; Violette, A.; Oliva, P.; Braun, J. J.; Kumar, C.; Furian, S.; Babic, M.; Riotte, J.; Valles, V. 2010. Ferrolisis induced soil transformation by natural drainage in Vertisols of sub-humid South India. *Geoderma* 156: 173- 188.
- Bates, R. L.; Jackson, J. A. 1987. Glossary of geology. 3rd edition. American Geological Institute, Alexandria.
- Batezelli, A. 2010. Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das Bacias Caiuá e Bauru no Sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol 40 (2): 265 – 285.
- Benison, K.; Goldstein, R. 2002. *Recognizing acid lakes and groundwaters in the rock record. Sedimentary Geology* 151: 177 -185.
- Beetz, W. 1926. Die Tertiärablegerungen der Küstennamib. In: Kaiser, E. (Ed.) *Die Diamantenwüste Südwest-Afrikas*, Vol. 2. Berlin: Deitrich Riemer, pp. 1–54.
- Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R., 1980. *Origin of Sedimentary Rocks. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, N.J., 2rid ed.*
- Bose, P.K., Chakraborty, P.P., 1994. Marine to Fluvial transition: Proterozoic Upper Rewa Sandstone, Maihar, India. *Sediment. Geol.* 89, 285–302
- Brinkman, R., 1970. *Ferrolisis, a hydromorphic soil forming process. Geoderma*, 3:199- 206.
- Brinkman, R; Jongmans, A.G.; Miedema, R.; Maaskant, P. 1973. Clay decomposition in seasonally wet, acid soils: micromorphological, chemical and mineralogical evidence from individual argillans. *Geoderma*, 10:259- 270.
- Callen, R.A. 1983. Late Tertiary 'grey billy' and the age and origins of surficial silicifications (silcrete) in South Australia. *Journal of the Geological Society of Australia* 30, 393–410.
- Campos, J. N. P.; Teixeira, L. B. 1988. Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais, v. 5, p. 2161- 2172.
- Carvalho, A. S.; Souza, V. S.; Fernandes Filho, L. A.; Nogueira, A. C. R. 2003. A Geologia da região de Manaus. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, CD - ROM.
- Caputo, M. V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D. N. N. 1971 (inédito). Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Belém. PETROBRÁS- Sistema de informação de exploração 130-4054.
- Caputo, M. V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. Belém. Anais SBG. 3: p. 36 - 46.
- Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Tese de Doutorado, Universidade da Califórnia, Santa Bárbara, CA.* 583 p.

- Caputo M. V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus, Resumos Expandidos.
- Choquette, P.W. e Pray, L.P. 1970. *Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates*. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. V. 54, N. 2, p 207 – 250.
- CPRM, 2002. Carta hidrogeológica da cidade de Manaus. Manaus, CPRM-AM. p. 1-8. (Relatório Interno).
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed. Blackwell Science, Oxford, pp. 37–82.
- Costa, A. R. A. 2002. Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 237 p.
- Costa, M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21 (20): p. 146 – 160.
- Costa, J. B. S.; Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA ML AND ANGÉLICA RS (Eds), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém: Soc. Bras. Geol., Núcleo Norte, Belém, p. 15-19.
- Cunha, P. R. C. 2000. Análise estratigráfica dos sedimentos Eo/MesoDevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de sequências no interior cratônico. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil. 342 p.
- Cunha, P. R. C.; Goncalves, J. H. M. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 15(2): p. 227 - 251.
- Cunha, P. R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L. F. C.; Feijó, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 8(1): p. 47- 55.
- Daemon, R. F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc. Bol.*, 5: p. 78 - 84.
- Daemon, R. F.; Contreiras, J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Anais, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, V.3, p. 79-88.
- De Ros, L. F., 1996, *Compositional Controls on Sandstone Diagenesis: Compr. Summ. Uppsala Diss. Facul. Sci. Tech.*, v. 198, p. 1-24.
- De Ros, L.F.; Cesero, P. 1986. Argila em arenitos - bases para a interpretação petrogenética. *Anais XXXIV Congr. Bras. Geol.*, Goiânia, 4: 1663-1670
- De Ros, L.F. & Goldberg, K. 2013. *Diagênese das rochas sedimentares clásticas: Apostila de aula para o curso de Pós - Graduação em Geociências*, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 30 p.
- Dino, R.; Silva, O. B.; Abrahão, D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, vol. 5, 1999, Boletim de Resumos Expandidos, Rio Claro, p. 557 – 565.
- Dino, R.; Soares, E.; Antonioli, L.; Riccomini, C.; Nogueira, A. 2012. *Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil*. *Journal of South American Earth Sciences*, 34 (2012) 61-80 p.11
- Dorransoro C., 1998. Introducción a la Edafología. Programa Interactivo multimedia, 1ra versión. Departamento de Edafología y Química Agrícola, Universidad de Granada. España. Disponível em <<http://edafologia.ugr.es/introeda/tema00/progr.htm>> Acesso em: Fevereiro de 2014.
- Dos Santos, E. B. 2012. Análise sedimentológica e estratigráfica de depósitos sedimentares cretáceos-neógenos da margem direita do rio negro, região de Iranduba (AM). Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 62 p.
- Dove, P. M.; Rimstidt, J. D. 1994. *Silica-water interactions*. In: *Heaney, P. J., Prewitt, C. T., Gibbs, G. V. (Eds) Silica: Physical Behaviour, Geochemistry and Materials Applications. Reviews in Mineralogy 29. Washington: Mineralogical Society of America*, p. 259 - 308.
- Duarte, L. 1987. Restos foliares de angiospermae da Serra de Paituna, Pa. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Rio de Janeiro. *Anais da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, v. 2, p.859 – 877.
- Duri G. H., 1969. Rational Descriptive Classification of Duricrust. *Earth Science Journal* Vol 3, N.2. p 77-86.
- Embrapa, 2004. Monitoramento por Satélite: Brasil Visto do Espaço. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 10 ago. 2012.
- Fernandes Filho, L. A.; Costa, M. L.; Costa, J. B. S. 1997. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus – Amazonas. *Geociências* 16: p. 9 - 33.
- Flörke, O. W.; Graetsch, B.; Martin, B.; Röller, K.; Wirth, R. 1991. *Nomenclature of micro- and non-crystalline silica minerals, based on structure and microstructure*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 163: p. 19–42.
- Folk, R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. *Hemphill. Austin, Texas*. p. 182.
- Folk, R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill's.
- Folk, R. L. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Jour. Sed. Petrol.* 21: 127 -130.

- Franzinelli, E.; Igreja, H.; Rossi, A. 2003. Novas Contribuições ao estudo do 'Arenito Manaus'- Horizonte silicificado da Formação Alter do Chão, Bacia Sedimentar do Amazonas. In: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Resumos Expandidos, CD - ROM.
- Franzinelli, E.; Igreja, H. 2011. Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM - A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C. R. G.; Fernandes, A. C. S.; Berbert-Born, M.; Sallun filho, W.; Queiroz, E. T.; (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 29/11/2011 em <http://sigep.cprm.gov.br/sitio054/sitio054.pdf>
- Franzinelli, E.; Rossi, A. 1997. *Some aspects of Diagenesis of the Manaus Sandstone* (Amazon Basin, Brazil). I Cong. Latinoam. de Sedim. Soc. Venez. Geol. Tomo 1, p. 269 - 274
- Hartt, C. F. 1870. *Geology and Physical Geography of Brazil*. Fields Osgood & Co., Boston, trad. Cia Edit. Nac. Série 5a Brasileira, v.200, 1941, 620p. Capítulo XV.
- Horbe, A. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia Paleomagnetic ages of lateritic crusts in Amazonia. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi. Cienc. Nat.*, Belém, v. 9, n. 1, p. 93-104.
- Horbe, A.; Vieira, L.; Nogueira, A. 2006. Geoquímica de camadas vermelhas bioturbadas da formação Alter do chão, cretáceo da Bacia do Amazonas. In: *Revista Brasileira de Geociências* 36 (3): p. 396 – 402.
- Hutton, J.T., Twidale, C.R., Milnes, A.R. & Rosser, H. (1972) *Composition and genesis of silcretes and silcrete skins from the Beda valley, southern Arcoona plateau, South Australia*. *Journal of the Geological Society of Australia* 19, 31–39
- IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/xtras/perfil.php?codmun=130260&search=amazonas|manaus>> acesso em: Agosto 2013
- IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <<http://www.sidra.ibge.gov.br/cidadesat/ufs/am.html>> acesso em: 2010.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1994. *International Stratigraphic Guide –An abridged version* (Amos, S.; Murphy, M.A. eds.), (en línea): *International Subcommission on Stratigraphic Classification of the International Union of Geological Sciences, International Commission on Stratigraphy*, <<http://www.stratigraphy.org/>>
- James, H. L., Dutton, C. E., Pettijohn, F. H. and Wier, K. L., 1968. *Geology and ore deposits of the Iron River--Crystal Falls District, Iron County, Michigan*. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 570
- Kahn, J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. *Jour. Geology* 64: 385-395.
- Khalaf, F. I. 1988. *Petrography and diagenesis of silcrete from Kuwait, Arabian Gulf*. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, p. 1014–1022.
- Kraus, M. 1999. *Paleosols in clastic sedimentary rocks: Their geologic applications*. *Earth Sci. Rev.*, 47:p. 41 - 70.
- Ladeira, F. S. B. 2010. Solos do Passado: Origem e Identificação. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*. 34: 1773 - 1786.
- Lee, S.Y. & Gilkes, R.J. (2005) *Groundwater geochemistry and composition of hardpans in southwestern Australian regolith*. *Geoderma* 126, 59–84.
- Lepsch, I. F. 2011. 19 Lições de Pedologia. Oficina de Textos. São Paulo, Brasil. 456 p.
- Lindholm, R. 1987. *A practical Approach to Sedimentology*. Unwin – Hyman, London. 276 p.
- Mack, G. H.; James, W. C.; Monger, H. C. 1993. Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin* 105, 129–136.
- Mann, A.W. 1983 *Hydrogeochemistry and weatering on the Yilgarn Block, Western Australia – ferrolysis and heavy metals in continental brines*. *Geochimica et Cosmochimica, Acta* Vol. 47, pp. 181 -190.
- Mauro Filho, A. E.; Eiras, J. F. 1994. Canais terciários da Bacia do Solimões. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia* 4, Anais, p. 18-21.
- Mendes, A.; Truckenbrodt, W.; Nogueira, A.; Horbe, A. 2009. Litofácies e Minerais Pesados da Formação Alter do Chão (Cretáceo), Região de Óbidos, Bacia do Amazonas. In: *XI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Resumos Expandidos, CD - ROM*.
- Mendes, A.; Truckenbrodt, W.; Nogueira, A. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. In *Revista Brasileira de Geociências* 42(1): 39 - 57p.
- Miall, A. D. 1992. Alluvial Deposits. In Walker, R.G. & James, N.P. (Eds) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 119-142 p.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. 1º ed. Ed. Springer-Verlag. Heidelberg, 581 p.
- Milnes, A. R.; Thiry, M. 1992. Silcretes. In: Martini, I.P. and Chesworth, W. (Eds) *Weathering, Soils and Palaeosols. Developments in Earth Surface Processes* 2. Amsterdam: Elsevier, p. 349–377.

- Mišík, M. (1996) Silica spherulites and fossil silcretes in carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica* 47, 91–105.
- Morrison, R. B., 1967, Principles of Quaternary soil stratigraphy, in R. B. Morrison and H. E. Wright, Jr., eds., *Quaternary soils: Reno, Nevada*, Center for Water Resources Research, Desert Research Institute, University of Nevada, p. 1–69.
- Nash D. J.; Ulyott J. S. 2007. Silcrete. In Nash, D. J. and McLaren S. J (Eds). *Geochemical Sediments & Landscape*. Blackwell, London, 2007, 466 p, 95 - 143.
- Nettleton W. D.; Olson C.G.; Wysocki D.A. 2000. *Paleosol classification: Problems and solutions*. *Catena* 41, p 61–92.
- Neves, C.A.O.; Campos, J.N.P.; Arana, J; Texeira, L.B., Rodrigues, R. Triguís, J.A. 1989. Integração Geológica e Exploração da Bacia do Amazonas. Manaus, Brasil – Petrobras / Depex – Relatório Interno.
- Nogueira, A. C. R.; Silva Júnior, J. V. C.; Horbe, A. M. C., Soares, J.L.; Monteiro, A. D. 2003. A gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 8, Manaus, CD - ROM.
- Nogueira, A. C. R.; Vieira, L. C.; Suguio, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil. 5, p. 261 - 266.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983. North American Stratigraphic Code: Association of Petroleum Geologists. *Bulletin*, v.67, n. 5, p 841 – 875.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005. Stratigraphic North American Stratigraphic Code. *AAPG Bulletin*, November 2005, v. 89, p. 1547- 1591.
- Passos, R. O. 2009. Icnofósseis da Formação Alter do Chão, Cretáceo da Bacia do Amazonas, região de Manaus. Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 41 p.
- Paz, J. D. S.; Cunha, E. F. S. 2009. Análise de fácies da Formação Alter do Chão, km 46, BR-174. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Prescott, J.A. & Pendleton, R.L. (1952) Laterite and lateritic soils. Technical Communications of the Commonwealth Bureau of Soil Science 47.
- Press, F.; Siever, R.; Grotzinger, J.; Jordan, T. H. 2006. Para entender a Terra. 4. ed. Bookman. Porto Alegre, 656 p.
- Price, L. I. 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sonda no estado do Amazonas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 32 (1), p. 79 - 84.
- Retallack, G. J. 1988. Field Recognition of paleosols. *Paleosols and Weathering through Geologic Time: Principles and Applications*. Special Paper. Geological Society of America: 216, p.1- 20
- Retallack, G. J. 1990. *Soils of the past – An introduction to paleopedology*. London, Unwin Hyman. 520 p.
- Retallack, G.J. Core concepts of paleopedology. *Quater.Inter.*, 51/52:203-212, 1998.
- Retallack, G. J. 1997. *A colour guide to paleosols*. Chichester, Wiley, 175p.
- Rossetti, D. F.; Netto, R.G. 2006. *First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazon Basin*. In: IV Cong. Lat.Am. de Sedim.Resúmenes, 199 p.
- Rozo, J.M.G., 2004. Evolução holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro ea foz do Rio Madeira. Unpubl. M.Sc. thesis, Federal University of Amazonas, Manaus, 93 pp.
- Rozo, J. M. G.; Nogueira, A. C. R.; Horbe, A. M. C.; Carvalho, A. S., 2005. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. In: Horbe, A. M. C., Souza, V. S. (Eds.), 2005. *Contribuições a Geologia da Amazônia*, vol. 4. SBG, Manaus.
- Rubin, D. M. and Friedman, G. M., 1981. *Origin of chert grains and a halite--silcrete bed in the Cambrian and Ordovician Whitehall Formation of Eastern New York State*. *J. Sediment. Petrol.*, 51: 69-72.
- Seilacher, A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 226 p.
- Silva, A. J.; Aragão, M. A.; Magalhães A. J., 2008. *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. 1º ed. Beca-Ball edições. 343p.
- Silva, N. 2011. Caracterização Químicas e Mineralógica dos arenitos silicificados e friáveis da Formação Alter do Chão. Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 27 p.
- Smale, D. 1973. Silcretes and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia, *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 1077–1089.
- Soares, E. A. A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. Unpubl. Ph.D. thesis, University of São Paulo, Brazil, 205 p.
- Soares, J. L.; Silva Junior, J. B.; Oliveira, S. B. S. G.; Abinader, H. D.; Nogueira, A. C. R. 2006. Traços fósseis continentais nos depósitos da Formação Alter do Chão (Cretáceo/Terciário), na região de Manaus e Iranduba - AM. In: Simpósio de Geologia da Amazônia 9, Belém, Resumos Expandidos, CD - ROM.

- Souza, L. S. B. 2005. Mapeamento de aquíferos na cidade de Manaus (AM) – utilizando perfilagem geofísica de poço e sondagem elétrica vertical. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 76 p.
- Souza, L. S. B.; Verma, O. P., 2006. Mapeamento de aquíferos na cidade de Manaus / AM (zonas norte e leste) através de perfilagem geofísica de poço e sondagem elétrica vertical. *Revista de Geologia*, Vol. 19, nº 1, 111-127
- Suguio, K. 2003. *Geologia Sedimentar*. Ed. Blücher, São Paulo, 400 p.
- Suguio, K. 1998. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro; Bertrand – Brasil.
- Summerfield, M. A. 1979; *Origin and palaeoenvironmental interpretation of sarsens*. *Nature* 281, 137–9.
- Summerfield, M. A. 1982. *Distribution, nature and genesis of silcrete in arid and semi-arid southern Africa*. *Catena, Supplement* 1, 37–65.
- Summerfield, M. A. 1983a. Silcrete. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (Eds) *Chemical Sediments and Geomorphology*. London: Academic Press, pp. 59–91.
- Summerfield, M.A. 1983b. Silcrete as a palaeoclimatic indicator: evidence from Southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 41 (1983): 65–79. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Summerfield, M.A. 1983c. *Geochemistry of weathering profiles silcretes, southern Cape Province, South Africa*. In: Wilson, R.C.L. (Ed.) *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*. Special Publication 11, Geological Society of London, pp. 167–178.
- Terry, D.O. & Evans, J.E. 1994. *Pedogenesis and paleoclimatic implications of the Chamberlain Pass Formation, Basal White River Group, Badlands of South- Dakota*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 110, 197–215.
- Thiry, M. 1978. *Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du sud-est du bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartitiques et silcrètes*. *Bulletin du B.R.G.M.* (deuxième série) 1, 19–46.
- Thiry, M. 1981. *Sédimentation continentale et altérations associées: calcitisations, ferruginisations et silicifications*. *Les Argiles Plastiques de Sparnacien du Bassin de Paris. Mémoire 64. Sciences Géologiques*.
- Thiry, M. 1988. Les Grès lustrés de l'Éocène du Bassin de Paris: des silcrètes pédologiques. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 25, p. 15 - 24.
- Thiry, M. 1999. *Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement*. In: Thiry, M. & Simon-Coinçon, R. (Eds) *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Special Publication 27, International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell Science, p. 87 – 127.
- Thiry, M.; Fernandes, P.; Milnes, A.; Raynal, J.P. 2014. Driving forces for the weathering and alteration of silica in the regolith: Implications for studies of prehistoric flint tools. *Earth Sciences Review* 136: 141 -154 p.
- Thiry, M.; Millot, G. 1987. *Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes*. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 343–352.
- Thiry, M.; Simon-Coinçon, R. 1996. Tertiary palaeoweatherings and silcretes in the southern Paris Basin. *Catena* 26, p. 1 – 26.
- Thiry, M. & Ben Brahim, M. 1990. *Silicifications pédogénétiques dans les dépôts hamadiens du piémont de boudenib (Maroc)*. *Geodinamica Acta* 4, 237–251.
- Thiry, M., Milnes, A.R., Rayot, V. & Simon-Coinçon, R. (2006) Interpretation of palaeoweathering features and successive silicifications in the Tertiary regolith of inland Australia. *Journal of the Geological Society*, London 163, 723–736.
- Tucker, M.E. 2003. *Sedimentary Rocks in the Field* 3rd edition. Wiley, Chichester, 249 p.
- Tucker, M. E. 1991. *Sedimentary Petrology*. 2nd edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford
- Tucker, M. E. 1985. *Sedimentary petrology an introduction, geoscience texts volume 3*. Blackwell
- Ulliyott, J. S.; Nash, D. J.; Shaw, P. A. 1998. *Recent advances in silcrete research and their implications for the origin and palaeoenvironmental significance of sarsens*. *Proceedings of the Geologists' Association* 109, p. 255–270.
- Van der Graaff, W.J.E. 1983. *Silcrete in Western Australia: geomorphological settings, textures, structures, and their possible genetic implications*. In: Wilson, R.C.L. (Ed.) *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*. Special Publication 11, Geological Society of London, pp. 159–166.
- Vieira, L. C. 1999. Depósitos fluviais da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas. Trabalho Final de Graduação (TFG), Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 62 p.
- Vieira, L. C. 2002. Paleossolos de Depósitos Cretácicos da Formação Alter do Chão, Nordeste do Amazonas. Dissertação de Pós-Graduação, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 83 p.
- Walker, R. G. 1992. Facies models. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (Eds Walker, R.G. & James, N.P.). Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland; p. 1–14.

- Walker, R. G. 2006. Facies models revisited: Introduction. In: *Facies Models Revisited* (Eds Walker, R.G. & Posamentier, H.). Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK; p 1–17.
- Wanderley Filho, J. R. 1991. *Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. Belém, Brasil. 125 p.
- Wanderley Filho, J. R.; Costa, J. B. S. 1991. Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia 2*, Belém. Anais, p. 224-259.
- Wanderley-Filho, J.R., Eiras, J.F., Cunha, P.R., Van der Ven, P.H., 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In: Hoorn, C., Wesselingh, F.P. (Eds.), *Amazônia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*. Wiley, Oxford, pp. 29e37.
- Wanderley-Filho, J.R., Melo, J.H.G., Fonseca, V.M.M., Machado, D.M.C., 2005. *Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Amazonas*, vol. 7. Fundação Paleontológica Phoenix, Phoenix, Aracaju. 1e6.
- Watson, A.; Nash, D. J. 1997. *Desert crusts and varnishes*. In: *Thomas, D.S.G. (Ed.) Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. Chichester: John Wiley & Sons, p. 69 – 107.
- Woolnough, W. G., 1927. The Duricrust of Australia. I. Proc. Roy. Soc. N.S.W., 61, pp. 24.53.
- Wopfner, H. 1978. Silcretes of northern South Australia and adjacent regions. In: Langford-Smith, T. (Ed.) *Silcrete in Australia*. Armidale: University of New England Press, p. 93–141.
- Wopfner, H. 1983. *Environment of silcrete formation: a comparison of examples from Australia and the Cologne Embayment, West Germany*. In: *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials* (Ed. R.C.L. Wilson), Geol. Soc. London, Spec. Publ., 11, 151–157.
- Wright, V. P.; Taylor, K. G.; Beck, V. H. 2000. The paleohydrology of lower cretaceous seasonal wetlands, isle of wight, southern England. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 70, N. 3, p. 619 – 632.
- Young, R.W. (1978) Silcrete in a humid landscape: the Shoalhaven Valley and adjacent coastal plains of southern New South Wales. In: Langford-Smith, T. (Ed.) *Silcrete in Australia*. Armidale: University of New England Press, pp. 195–207.