

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

**Saprolitologia aplicada à gênese e às implicações ambientais de regolitos do
Estado de Pernambuco**

Jean Cheyson Barros dos Santos

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

**Piracicaba
2015**

Jean Cheyson Barros dos Santos
Engenheiro agrônomo

Saprolitologia aplicada à gênese e às implicações ambientais de regolitos do Estado de Pernambuco

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **ANTONIO CARLOS DE AZEVEDO**

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

Piracicaba
2015

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

Santos, Jean Cheyson Barros dos

Saprolitologia aplicada à gênese e às implicações ambientais de regolitos do Estado de Pernambuco / Jean Cheyson Barros dos Santos. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2015.

318 p. : il.

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

1. Intemperismo 2. Regolitosfera 3. Regolito gênese 4. Saprolito gênese 5. Carbonatação mineral 6. Fluxo de elementos 7. Meio ambiente I. Título

CDD 631.44
S237s

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

- À memória dos meus pais **Zenilde Barros dos Santos** e **George Rodrigues dos Santos**, por terem sonhado com esta conquista.

DEDICO.

- A minha esposa **Cybelle Souza de Oliveira**, por ter participado de todos os momentos desta conquista.

OFEREÇO.

AGRADECIMENTOS

- A Deus, por proporcionar-me saúde, perseverança e oportunidade para a execução deste trabalho científico;
- Aos meus pais Zenilde Barros dos Santos (*In memoriam*) e George Rodrigues dos Santos (*In memoriam*), pelo imenso amor e inestimável apoio;
- A minha esposa Cybelle Souza de Oliveira, por toda dedicação e apoio durante todas as etapas do doutorado;
- Às famílias Souza e Oliveira, em especial, Erivaldo Oliveira, Rejane Souza de Oliveira, Thyago Oliveira, Bruna Souza de Oliveira, vó Olívia e Roberto Souza pelo apoio nos momentos cruciais ocorrentes durante o doutorado;
- Ao pesquisador Francisco Miguel de Assis Filho (Ph.D), por servir como inspiração para à minha carreira acadêmica;
- Ao Colégio Maria Tereza, aos seus funcionários e às filhas da caridade de São Vicente de Paulo, por terem me conduzido no caminho do saber durante o ensino fundamental e médio;
- A Universidade Federal Rural de Pernambuco, aos seus professores e demais funcionários, em especial ao Prof. Dr. Valdomiro Severino de Souza Júnior, ao Prof. Dr. Marcelo Metri Correa e ao engenheiro agrônomo José Fernando Wanderley Fernandes de Lima (Zeca), pelo apoio técnico e institucional durante a graduação, o mestrado e as atividades de coleta e preparo de amostras no doutorado;
- Ao Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas e ao Departamento de Solos da Universidade de São Paulo/Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (USP/ESALQ) pelo apoio técnico e institucional durante a condução do doutorado;
- Ao meu orientador, Prof. Dr. Antonio Carlos de Azevedo, por sua dedicação, amizade e providencial orientação no decorrer do doutorado;

- A minha supervisora no exterior, Prof. Dr. Emilia Le Pera, por sua amizade e inestimável dedicação durante a condução do Programa de Doutorado “Sanduíche” no Exterior (PDSE);
- À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão da bolsa de doutorado regular (Processo: 2012/12711-6), pelo fomento da pesquisa do doutorado diante do auxílio à Pesquisa (Processo: 2013/03703-2) e pela concessão da Bolsa Estágio de Pesquisa no Exterior (BEPE) (Processo: 2014/00882-6 – “não implementado”), a qual solicitei posterior cancelamento por motivos logísticos;
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão e implementação do PDSE (Processo: 99999.0002072014-04);
- A “Università della Calabria” (UNICAL), pelo apoio técnico e institucional durante a condução do PDSE;
- Aos docentes do “Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra” (DiBEST) da UNICAL, em especial aos professores Fabio Scarciglia e Francesco Perri;
- Aos amigos da USP/ESALQ e da UNICAL, em especial aos discentes Lucas Resmini Sartor e Consuele Morrone.

BIOGRAFIA

- **JEAN CHEYSON BARROS DOS SANTOS**, filho de Zenilde Barros dos Santos e George Rodrigues dos Santos, nasceu em 23 de agosto de 1983, em Recife, Pernambuco.
- Cursou o ensino fundamental e o ensino médio no Colégio Maria Tereza, na cidade de Recife – PE.
- Em 2003 iniciou o curso de Agronomia na Universidade Federal Rural de Pernambuco, localizada em Recife – PE, concluído o curso, recebeu o grau de bacharel em 2008.
- Em março de 2009, ingressou no Mestrado do Programa de Pós-graduação em Agronomia/Ciências do Solo na Universidade Federal Rural de Pernambuco, localizada em Recife – PE, concluído o curso, recebeu o grau de mestre em ciências do solo em 2011.
- Em julho de 2011, ingressou no Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da USP/ESALQ, localizada em Piracicaba – SP.

EPIGRAFE

GOLD FIELDS OF THE SOUTHERN APPALACHIANS. 43

It has been held that the precipitation of gold took place mostly near the original surface,¹ but if the veins of the Southern Appalachians are, as they seem to me, of pre-Cambrian age, this can not be strictly true, nor does it seem to me that the mining operations of the last thirty years point to such a conclusion. Doubtless some veins grow poorer in depth, while some grow richer. These variations within accessible limits of depth are probably controlled for the most part by circumstances similar to those which bring about variations in tenor from point to point on the strike of veins.

An idea is very prevalent among mine owners that veins may be expected as a rule to grow stronger and richer with depth. This is an hypothesis based on hope and with no justification in general experience.

PLACERS.

Gold is found in loose material of two very distinct kinds in the Southern Appalachians. True stream gravels carrying gold are not wanting, but much more common are auriferous accumulations of rotten rock in place. As is well known, decomposition of the bedrock in the unglaciated South often extends to a depth of from 50 to 100 feet from the surface. Where the mass was originally intersected by gold-quartz seams, perhaps accompanied by impregnation of the wall rock, the decay of the mass to soft earth takes place without sensible loss of the precious metal. Such deposits can be worked with pick and shovel or, when they are rich enough, by the hydraulic process. In such deposits, as a rule, the original structure of the rock is perceptible to within a couple of feet of the surface. The rock in decomposing may have undergone some change of volume and a trifling amount of movement, but the material is substantially in place.

There is no term in general use to designate this decomposed rock in place, although it is found almost universally in unglaciated regions, even within the arctic circle. It is by no means often possible to name a given occurrence of this kind from the original rock, because, when there are no exposures of unchanged material, it is usually doubtful which of several allied rock species is really present. The word "Geest" was long ago proposed as a general term for such material. This is a provincial German word meaning dry land as distinguished from marshy land. The name does not seem aptly chosen and has not been adopted by many writers. The German term "Gruss" has sometimes been made to serve, but this word denotes a mass consisting of angular fragments, as distinguished from the rounded pebbles of gravel, and it is constantly in use for transported material, as for example "Grusskohle," equivalent to slack-coal.

I propose the term *saprolite*² as a general name for thoroughly decomposed, earthy, but untransported rock. When the exact character of

¹ Murchison, *Siluria*, 4th ed., 1867, p. 459.

² From *σαπρός*, rotten. The term *laterite*, as used in India, where it originated, has a lithological signification and applies in part to transported material.

George Ferdinand Becker (1895)

SUMÁRIO

RESUMO	15
ABSTRACT	17
1 INTRODUÇÃO.....	19
Referências	22
2 O ESTADO DA ARTE DA SAPROLITOLOGIA IMPLÍCITA.....	27
Resumo	27
Abstract.....	27
2.1 Introdução.....	27
2.2 Descobrimo a saprolitologia implícita.....	29
2.3 CCLEU	31
2.4 CER	36
2.5 Possível existência de outros centros saprolitológicos	43
2.6 LCGS	44
2.6.1 LCGS - SST.....	45
2.6.1.1 LCGS - Gênese, morfologia e classificação do saprolito.....	45
2.6.1.2 LCGS - Mineralogia do saprolito	47
2.6.1.3 LCGS – Física do saprolito	48
2.6.1.3.1 Saprolitofísica de engenharia.....	48
2.6.1.3.2 Saprolitofísica agroambiental	49
2.6.1.4 LCGS – Implicações ambientais do saprolito	50
2.6.1.5 LCGS – Implicações antropológicas do saprolito	50
2.6.1.6 LCGS – Biologia do saprolito	52
2.6.1.7 LCGS – Química do saprolito	53
2.6.2 LCGS – SSE	54
2.7 Considerações finais	55
Referências	57
3 INTEMPERISMO DE ROCHAS CRISTALINAS NO ESTADO DE PERNAMBUCO	77
Resumo	77
Abstract.....	77
3.1 Introdução.....	78
3.2 Material e métodos	80
3.2.1 Geologia, geomorfologia e clima do Estado de Pernambuco.....	80

3.2.2	Localização dos pontos de estudo.....	81
3.2.3	Coleta e preparo de amostras	83
3.2.4	Métodos laboratoriais.....	84
3.3	Resultados e discussões	85
3.3.1	Estudo dos litotipos inalterados	85
3.3.1.1	Gnaisses	85
3.3.1.2	Granitos.....	87
3.3.1.3	Sienitos.....	87
3.3.2	Intemperização inicial das rochas e formação do micro-saprolito.....	88
3.3.2.1	Processos físicos formadores dos micro-saprolitos	90
3.3.2.2	Processos químicos formadores dos micro-saprolitos	92
3.3.2.3	Processos biológicos formadores dos micro-saprolitos	95
3.3.3	Intemperismo intermediário das rochas e formação do macro-saprolito.....	99
3.3.3.1	Alterações mineralógicas	99
3.3.3.1.1	Alterações mineralógicas do Quartzo (SiO ₂).....	101
3.3.3.1.2	Alterações mineralógicas da muscovita (K ₂ (Al ₂ Si ₆)Al ₄ O ₂₀ (OH) ₄)	103
3.3.3.1.3	Alterações mineralógicas dos feldspatos (NaAlSi ₃ O ₈ – KAlSi ₃ O ₈ – CaAl ₂ Si ₂ O ₈).	105
3.3.3.1.4	Alterações mineralógicas da Biotita (K ₂ (Al ₂ Si ₆)(MgFe) ₆ O ₂₀ (OH) ₄).....	107
3.3.3.1.5	Alteração mineralógica da hornblenda ((Na,K) ₀₋₁ Ca ₂ (Mg,Fe ²⁺ ,Fe ³⁺ ,Al) ₅ (Si ₆₋₇ Al ₁₋₂ O ₂₂)(OH, F) ₂).....	111
3.3.4	Relação intemperismo-paisagem	116
3.3.5	Diferenciação dos produtos do intemperismo.....	119
3.3.5.1	Diferenciação por atributos físicos e químicos	119
3.3.5.2	Diferenciação pela micromorfologia	122
3.3.5.2.1	Diferenciação micromorfológica em P1, P2 e P3	124
3.3.5.2.2	Diferenciação micromorfológica em P4, P7 e P12.....	126
3.3.5.2.3	Diferenciação micromorfológica em P5, P6, P8 e P13.....	128
3.3.5.2.4	Diferenciação micromorfológica em P9, P10 e P11	131
3.4	Conclusões	134
	Referências.....	134
4	EVOLUÇÃO DE SISTEMAS SOLO-SAPROLITOS DERIVADOS DO EMBASAMENTO CRISTALINO DO ESTADO DE PERNAMBUCO.....	143
	Resumo.....	143
	Abstract	143

4.1	Introdução.....	144
4.2	Material e métodos	146
4.2.1	Métodos de Campo.....	146
4.2.2	Métodos laboratoriais	150
4.2.3	Métodos Matemáticos.....	150
4.3	Resultados e discussões	153
4.3.1	Classificação e descrição morfológica dos sistemas solo-saprolitos.....	153
4.3.1.1	Perfis da zona da mata	162
4.3.1.2	Perfis do agreste	170
4.3.1.3	Perfis do Sertão.....	173
4.3.2	Construção de um modelo para a evolução intempérica de sistemas solo-saprolitos ...	177
4.3.3	Evolução intempérica dos sistemas solo-saprolitos.....	183
4.3.3.1	Índices de decomposição (X_d) e micropetrográfico (I_p).....	183
4.3.3.1.1	Perfis da zona da mata	183
4.3.3.1.2	Perfis do agreste.....	187
4.3.3.1.3	Perfis do sertão	190
4.3.3.1.4	Índice de deformação (ϵ)	191
4.3.4	Evolução geoquímica dos sistemas solo-saprolitos.....	195
4.3.4.1	Perdas e ganhos elementares	195
4.3.4.2	Índices geoquímicos de intemperização – CIA, CIW e PIA	198
4.4	Conclusões.....	201
	Referências	201
5	IMPLICAÇÕES AGRÍCOLAS E AMBIENTAIS DE SISTEMAS SOLO-SAPROLITOS DO ESTADO DE PERNAMBUCO	211
	Resumo	211
	Abstract.....	211
5.1	Introdução.....	212
5.2	Material e métodos	214
5.2.1	Métodos de campo.....	214
5.2.1.1	Avaliação da potencialidade dos sistemas solo-saprolitos	214
5.2.1.2	Coleta das amostras	216
5.2.2	Métodos laboratoriais	216
5.2.2.1	Preparo das amostras	216
5.2.2.2	Análise micromorfológica	217

5.2.2.3 Análises físicas.....	217
5.2.2.4 Análises químicas	219
5.2.2.5 Análises mineralógicas	221
5.2.2.6 Avaliação da potencialidade dos sistemas solo-saprolitos.....	221
5.3 Resultados e discussões	222
5.3.1 Implicações sobre a condutividade e retenção de água.....	222
5.3.2 Implicações sobre a retenção e transporte de nutrientes	232
5.3.3 Implicações sobre a retenção e transporte de contaminantes ou poluentes	243
5.3.3.1 Influência de feições texturais sobre o transporte de contaminantes ou poluentes....	244
5.3.3.2 Influência de feições orgânicas sobre o transporte de contaminantes ou poluentes ..	247
5.3.4 Implicações sobre o fluxo de elementos	253
5.3.4.1 Processo de “mineral carbonation”	253
5.3.4.2 Aporte de metais pesados.....	257
5.3.4.3 Geoquímica de superfície.....	267
5.4 Conclusões	277
Referências.....	278
APÊNDICES.....	289

RESUMO

Saprolitologia aplicada à gênese e às implicações ambientais de regolitos do Estado de Pernambuco

O regolito é o manto do intemperismo existente sobre as rochas. Este manto pode ser constituído estruturalmente por três entidades distintas denominadas, solo, sedimento e saprolito. Ambas são produtos da intemperização das rochas. No entanto, o saprolito é definido como o único produto não transportado da intemperização isovolumétrica do litotipo originário. Diferente dos solos, dos sedimentos ou das rochas, não existe uma ciência específica para o estudo dos saprolitos. A saprolitologia não existe oficialmente, porém, pode ser implicitamente encontrada em trabalhos científicos de todo o mundo. No primeiro capítulo da tese, apresenta-se o estado da arte dos estudos dos saprolitos e sugere-se a consolidação da saprolitologia com o intuito de incentivar o incremento das pesquisas voltadas a esta entidade ainda pouco conhecida. De fato, os processos relacionados à intemperização isovolumétrica das rochas ainda não foram completamente compreendidos. Neste contexto, o Estado de Pernambuco, no nordeste do Brasil, apresenta condições geomorfológicas e climáticas propícias ao estudo da formação de saprolitos. No segundo capítulo da tese, demonstra-se que o intemperismo isovolumétrico de treze rochas cristalinas foi mais influenciado pelas condições microambientais, a exemplo da dinâmica da água através da microestrutura, do que pelas condições macroambientais. Posteriormente ao intemperismo isovolumétrico, diferenças morfológicas e geoquímicas ocorrem durante a evolução vertical do regolito. Entretanto, os domínios da saprolitogênese e da pedogênese são difíceis de diferenciar. No terceiro capítulo da tese, avaliou-se a evolução morfológica, estrutural e geoquímica de treze perfis formados por sistemas solo-saprolitos derivados do embasamento cristalino do Estado de Pernambuco. Anomalias nos índices de mensuração do intemperismo demonstram que o aumento gradual do grau de intemperização dos horizontes mais superficiais em relação aos horizontes inferiores não é a regra durante a evolução vertical do regolito. Em adição, a geoquímica e a morfologia dos perfis estudados indicam que alguns sistemas solo-saprolitos desenvolveram-se de forma interligada e outros apresentam evidências de que a formação do saprolito pode ter ocorrido após a formação do solo subjacente. Durante a evolução do regolito, o solo e o saprolito influenciam processos essenciais ao meio ambiente. No quarto capítulo da tese, descrevem-se as implicações agrícolas e ambientais dos treze perfis descritos no terceiro capítulo. Os resultados sugerem que os processos geoquímicos existentes nos sistemas solo-saprolitos, a exemplo da “mineral carbonation”, influenciam o fluxo de elementos através do ecossistema circundante e demonstram que os saprolitos possuem importância agrícola e ambiental análoga à dos solos, influenciando processos de relevância agroambientais tais como a dinâmica da água, a retenção e transporte de nutrientes e/ou a retenção e transporte de contaminantes ou poluentes.

Palavras-chave: Intemperismo; Regolitosfera; Regolitogênese; Saprolitogênese; “mineral carbonation”; Fluxo de elementos; Meio ambiente

ABSTRACT

Saprolithology applied to the genesis and environmental implications of regolith of the Pernambuco State

The regolith is the mantle of weathering above the rocks. This mantle may consist of three structurally distinct entities denominated sediment, soil and saprolite. All are products of rock weathering. Saprolite is defined as the product of *in situ*, isovolumetric weathering of the lithotype. Unlike the soils, sediments or rocks, there is no specific science dedicated to the study of saprolite. The saprolithology does not exist formally. However, it can implicitly be found in scientific papers from around the world. The first chapter of the thesis presents the state of the art of saprolite studies and suggests the consolidation of saprolithology in order to encourage the development of research focused in this entity poorly known. In fact, the processes related to the isovolumetric weathering of rocks are not yet fully understood. In this context, the Pernambuco State in Northeastern Brazil have geomorphological and climatic conditions prone to the study of the saprolite formation and evolution. The second chapter of this thesis demonstrates that the isovolumetric weathering of the thirteen crystalline rocks was more influenced by microenvironmental conditions, such as the water dynamics through the microstructure, than the macro-environmental conditions. Subsequent to isovolumetric weathering, morphological and geochemical differentiation occur during the vertical evolution of regolith. However, it is difficult to differentiate the domains of saprolithogenesis and pedogenesis. The third chapter of the thesis reports the morphological, structural and geochemical evolution of the thirteen profiles formed by soil-saprolite systems derived from the crystalline basement of the Pernambuco State. Anomalies in the weathering measurement indexes showed that the gradual increase in the degree of weathering from the surface horizons towards the subsurface horizons is not the rule for the vertical development of regolith. In addition, the geochemistry and the morphology of the studied profiles indicate that some soil-saprolite systems evolved in an interconnected way and others provide evidence that the formation of saprolite may have occurred after the formation of the overlying soil. During the regolith evolution, soil and saprolite influence key environmental processes. The fourth chapter describes the agricultural and environmental implications of the processes acting in the thirteen profiles described in the third chapter. The results suggest that existing processes in geochemical soil-saprolite systems, such as the mineral carbonation, have influenced the elements flow through the surrounding ecosystem and demonstrate that saprolites have agricultural and environmental importance analogous to soil, influencing processes such as water fluxes, retention and transport of nutrients and/or of contaminants or pollutants.

Keywords: Weathering; Regolithosphere; Saprolithosphere; Mineral carbonation; Elements flow; Environment

1 INTRODUÇÃO

As pesquisas relacionadas ao saprolito podem ser consideradas a chave para o completo entendimento do regolito. Os saprolitos vêm despertando o interesse da comunidade científica nos últimos anos. No entanto, a literatura científica demonstra que os estudos publicados sobre o solo ou a rocha são quantitativamente superiores aos direcionados ao entendimento saprolito. A criação de um esforço conjunto das ciências da terra e das ciências ambientais para o esclarecimento de questões ainda não elucidadas sobre a totalidade do regolito é um desafio que necessita ser superado neste século.

O regolito é frequentemente descrito como a camada intemperizada existente sobre as rochas (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992). No entanto, o conceito de regolito varia consideravelmente entre as diferentes áreas da ciência, podendo também ser denominado como o manto do intemperismo. O regolito tem sido historicamente subdividido estruturalmente em três entidades denominadas solos, sedimentos e saprolitos. De forma geral, os regolitos de interesse pedológico são constituídos por sistemas solo-saprolitos.

Os solos, os sedimentos e os saprolitos são produtos da intemperização das rochas. Entretanto, os saprolitos diferenciam-se por conservarem a isovolumetricidade em relação ao litotipo originário (BECKER, 1895). O estudo do solo, do sedimento e do saprolito foi academicamente desmembrado nas últimas décadas. Neste período, ocorreu a consolidação da pedologia e da sedimentologia. Conseqüentemente, os estudos relacionados aos solos e aos sedimentos se sobrepuseram quantitativamente aos estudos voltados aos saprolitos.

A importância dos saprolitos foi então subjugada e nunca fora implementada uma ciência específica para o estudo desta entidade. A saprolitologia não existe oficialmente. Provavelmente esta é a primeira vez que o termo saprolitologia é utilizado em um trabalho científico na história da ciência.

Mesmo oficialmente inexistente, a saprolitologia pode ser implicitamente encontrada em estudos publicados em todo o mundo (BECKER, 1895; OVERSTREET; YATES; GRIFFITTS, 1963; O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; BUOL, 1994; STOLT; BAKER, 1994; NORBURY et al., 1995; BUTT; LINTERN; ANAND, 2000; BRAND; BUTT, 2001; ANAND; BUTT, 2010; HEIDARI; MOMENI; NASERI, 2013; MOMENI et al., 2015), inclusive em estudos desenvolvidos na região Nordeste do Brasil (JACOMINE et al., 1973; ARAÚJO FILHO; CARVALHO, 1996; JACOMINE, 1996; BÉTARD, 2012).

Os saprolitos são os principais materiais de origem dos solos do Nordeste brasileiro e suas gênese têm sido influenciadas pela singularidade geomorfológica e climática regional. As alterações mineralógicas e a gênese dos saprolitos da região Nordeste do Brasil, assim como de outras regiões do mundo, ainda não foram completamente elucidadas. Entretanto, estudos desenvolvidos em todo o mundo ajudam a explicar os eventos que podem ocorrer durante a formação dos sistemas solo-saprolitos (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991, 1992; SCHOLTEN, 1997; SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; MURPHY et al., 1998; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; DRIESE; MCKAY, 2004).

A transformação de rochas em saprolitos é um processo marcado pela perda de matéria, aumento da porosidade, conservação do volume e perda de densidade (MINARD; 1959; GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978; LAPANJE et al., 2012). A saprolitogênese pode ser então compreendida como o resultado da atuação de agentes atmosféricos, hidrosféricos e biológicos sobre a estrutura das rochas, resultando na formação de estruturas secundárias isovolumétricas (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; BUSS et al., 2010). Posteriormente, a evolução deste processo implica na perda da isovolumetricidade e na consequente formação de solos ou sedimentos (BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991, 1992).

A evolução intempérica de sistemas solo-saprolitos pode ser verticalmente mensurada pelo estudo do desenvolvimento estrutural e geoquímico ocorrente desde o horizonte mais profundo até o horizonte superficial do regolito (ISLAM et al., 2002; ZIEGLER et al., 2005; JIMENEZ-ESPINOSA; VAZQUEZ; JIMENEZ-MILLAN, 2007). As diferenças morfológicas e geoquímicas ocorrentes durante a evolução vertical do regolito são geralmente associadas ao aumento da taxa de intemperização com a diminuição da profundidade (O'BRIEN; BUOL; 1984; RICE; BUOL; WEED, 1985, 1991).

No Nordeste do Brasil, o Estado de Pernambuco destaca-se como um cenário naturalmente propício para o estudo da formação de sistemas solo-saprolitos. O clima do Estado varia em temperatura e umidade do litoral ao interior do continente. Variações semelhantes também podem ser observadas entre a base e o cume de maciços denominados brejos de altitudes.

O Estado de Pernambuco também apresenta um embasamento cristalino formado por rochas estruturalmente distintas, porém, com composições mineralógicas semelhantes (OLIVEIRA et al., 2006; BÉTARD, 2012). Este fato possibilita o entendimento da influência

do clima e do relevo sobre diferentes estruturas de rochas cristalinas durante a formação dos sistemas solo-saprolitos e suas relações com o meio ambiente.

Os sistemas solo-saprolitos são recursos naturais dinâmicos e exercem funções fundamentais, tanto para o meio ambiente quanto para as atividades agropecuárias (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; SCHOLTEN, 1997; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001). Os sistemas solo-saprolitos ocupam a maior parte da superfície terrestre e contribuem fortemente para a manutenção da regolitosfera, muitas vezes atuando como uma secção de intersecção entre a biosfera, a hidrosfera, a litosfera e a atmosfera (SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BERNASCONI et al., 2008).

A importância ambiental do manto do intemperismo engloba desde a sua região mais superficial até as suas regiões mais profundas (RICE; BUOL; WEED, 1985; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993b; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995). A função ambiental do regolito está relacionada especialmente à manutenção de processos essenciais aos ecossistemas como a dinâmica da água de percolação e a sorção de nutrientes, contaminantes ou poluentes (SCHOLTEN, 1997; DRIESE; MCKAY, 2004; MCVAY et al., 2004).

A estrutura do sistema solo-saprolito também atua como um local para transformações bioquímicas, como habitat biológico e como um filtro natural para manutenção da qualidade da água percolante (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; BUOL; WEED, 1991; TAYLOR et al., 2010). Quase a totalidade da água transportada através do regolito apresenta algum grau de interação físico-química com a estrutura do solo ou com a estrutura do saprolito (SCHOENEBERGER et al., 1992; WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; LI et al., 1997).

O estudo das regiões mais profundas de sistemas solo-saprolitos é uma necessidade atual e incontestável para as ciências ambientais, em especial para a ecologia (BERNASCONI et al., 2008; FREY et al., 2010; DÜMIG; SMITTENBERG; KÖGEL-KNABNER, 2011). A região de estudo do regolito atualmente transcende a sua porção superficial. Os sistemas solo-saprolitos anteriormente considerados apenas como bases para suporte e nutrição vegetal, agora despertam o interesse da comunidade científica pela notável influência sobre processos essenciais para o ecossistema (GUNTER; WIWCHAR; PERKINS, 1997; KORBOL; KADDOUR, 1999; JESSEN; KOVSCEK; ORR JR, 2005).

Os quatro capítulos da presente tese de doutorado descrevem o estudo realizado em perfis constituídos por sistemas solo-saprolitos do Estado de Pernambuco e evidenciam respectivamente os nossos objetivos de: (1) contribuir para a consolidação da saprolitologia;

(2) compreender a influência do litotipo, do relevo, da atividade biológica e do clima sobre a formação de saprolitos de rochas cristalinas; (3) avaliar a evolução morfológica, estrutural e geoquímica de sistemas solo-saprolitos derivadas de rochas cristalinas e (4) descrever as implicações agrícolas e ambientais de sistemas solo-saprolitos derivados de rochas cristalinas.

Referências

ANAND, R.R.; BUTT, C.R.M. A guide for mineral exploration through the regolith in the Yilgarn Craton, Western Australia. **Australian Journal of Earth Sciences**, Sydney, v. 57, n. 8, p. 1015-1114, 2010.

ARAÚJO FILHO, J.A.; CARVALHO, F.C. Desenvolvimento sustentado da caatinga. In: ALVAREZ, V.H.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F. (Ed.). **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. Viçosa: SBCS; UFV, DPS, 1996. p. 125-133.

BECKER, G.F. **A reconnaissance of the goldfields of the southern Appalachians**. Lansing: Universidade de Michigan; U.S. Government Printing Office, 1895. 85 p.

BEGONHA, A.; SEQUEIRA BRAGA, M.A. Weathering of the Oporto granite: geotechnical and physical properties. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 57–76, 2002.

BERNASCONI, S.M.; CHRISTI, I.; HAJDAS, I.; ZIMMERMANN, S.; HAGEDOM, F. Weathering, soil formation and initial ecosystem evolution on a glacier forefield: a case study from the Damma Glacier, Switzerland. **Mineralogical Magazine**, London, v. 72, n. 1, p. 19–22, 2008.

BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, Amsterdam, v. 93, p. 18-28, 2012.

BRAND, N.W.; BUTT, C.R.M. Weathering, element distribution and geochemical dispersion at Mt Keith, Western Australia: Implication for nickel sulphide exploration. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 4, p. 391-407, 2001.

BUOL, S.W. Saprolite-regolith taxonomy: an approximation. In: CREMEENS, D.L.; BROWN, R.B.; HUDDLESTON, J.H. (Ed.). **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 119-132. (Special Publication, 34).

BUOL, S.W.; WEED, S.B. Saprolite-soil transformations in the Piedmont and Mountains of North Carolina. **Geoderma**, Amsterdam, v. 51, n. 1/4, p. 15–28, 1991.

BUSS, H.L.; MATHUR, R.; WHITE, A.F.; BRANTLEY, S.L. Phosphorus and iron cycling in deep saprolite, Luquillo Mountains, Puerto Rico. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 269, p. 52–61, 2010.

- BUTT, C.R.M.; LINTERN, M.J.; ANAND, R.R. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain - implications for geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 16, n. 3/4, p. 167-183, June 2000.
- DRIESE, S.G.; McKAY, L.D. Epi-fluorescence micromorphology of saprolite reveals evidence for colloid retention in microscale pore systems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 121, n. 1-2, p. 143-152, July 2004.
- DÜMIG, A.; SMITTENBERG, R.; KÖGEL-KNABNER, I. Concurrent evolution of organic and mineral components during initial soil development after retreat of the Damma glacier, Switzerland. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 1/2, p. 83-94, 2011.
- FREY, B.; RIEDER, S.R.; BRUNNER, I.; PLOTZE, M.; KOETZSCH, S. Weathering-associated bacteria from the damma glacier forefield: physiological capabilities and impact on granite dissolution. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 76, n. 14, p. 4788-4796, 2010.
- GARDNER, L.R.; KHEORUENROMNE, I.; CHEN, H.S. Isovolumetric geochemical investigation of a buried granite saprolite near Columbia, SC, U.S.A. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 42, n. 4, p. 417-424, 1978.
- GUNTER, W.D.; WIWCHAR, B.; PERKINS, E.H. Aquifer disposal of CO₂-rich greenhouse gases: extension of the time scale of experiment for CO₂-sequestering reactions by geochemical modelling. **Mineralogy and Petrology**, Vienna, v. 59, n. 1/2, p. 121-140, 1997.
- HEIDARI, M.; MOMENI, A.A.; NASERI, F. New weathering classifications for granitic rocks based on geomechanical parameters. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 166, p. 65-73, Nov. 2013.
- ISLAM, M.R.; PEURANIEMI, V.; AARIO, R.; ROJSTACZER, S. Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 17, n. 7, p. 885-902, July 2002.
- JACOMINE, P.K.T. Solos sob caatinga: características e uso agrícola. In: ALVAREZ, V.H.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F. (Ed.). **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. Viçosa: SBCS: UFV, DPS, 1996. p. 95-133.
- JACOMINE, P.K.T.; CAVALCANTI, A.C.; BURGOS, N.; PESSOA, S.C.P.; SILVEIRA, C.O. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco**. Recife: Ministério da Agricultura; SUDENE, 1973. 359 p. (Boletim Técnico, 26. Série Pedologia, 14).
- JESSEN, K.; KOVSCEK, A.R.; ORR JR., F.M. Increasing CO₂ storage in oil recovery. **Energy Convers Manage**, Amsterdam, v. 46, n. 2, p. 293-311, 2005.
- JIMENEZ-ESPINOSA, R.; VAZQUEZ, M.; JIMENEZ-MILLAN, J. Differential weathering of granitic stocks and landscape effects in a Mediterranean climate, Southern Iberian Massif (Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 70, n. 2, p. 243-252, July 2007.

KORBOL, R.; KADDOUR, A. Sleipner West CO₂ disposal–injection of removed CO₂ into the Utsira formation. **Energy Convers Manage**, Amsterdam, v. 36, n. 3/9, p. 509–512, 1999.

KRETZSCHMAR, R.; ROBARGE, W.P.; AMOOZEGAR, A. Influence of natural organic matter on colloid transport through saprolite. **Water Resources Research**, Washington, v. 31, n. 3, p. 435-445, 1995.

LAPANJE, A.; WIMMERSBERGER, C.; FURRER, G.; BRUNNER, I.; FREY, B. Pattern of elemental release during the granite dissolution can be changed by aerobic heterotrophic bacterial strains isolated from Damma Glacier (Central Alps) deglaciated granite sand. **Microbial Ecology**, New York, v. 63, n. 4, p. 865-882, May 2012.

LE PERA, E.; SORRISO-VALVO, M. Weathering and morphogenesis in a mediterranean climate, Calabria, Italy. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 34, n. 3-4, p. 251–270, 2000.

LE PERA, E.; CRITELLI, S.; SORRISO-VALVO, M. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 42, n. 1, p. 1–15, 2001.

LI, K.; AMOOZEGAR, A.; ROBARGE, W.; BUOL, S.W. Water movement and solute transport through saprolite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, n. 6, p. 1738-1745, 1997.

McVAY, K.A.; RADCLIFFE, D.E.; WEST, L.T.; CABRERA, M.L. Anion exchange in saprolite. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 2, p. 668-675, May 2004.

MINARD, J.P. Recent saprolite: thick saprolite has formed in northern New Jersey since the last Pleistocene glacial stage. **Science**, New York, v. 129, n. 3357, p. 1206-1209, May 1959.

MOMENI, A.A.; KHANLARI, G.R.; HEIDARI, M.; SEPAHI, A.A.; BAZVAND, E. New engineering geological weathering classifications for granitoid rocks. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 185, p. 43-51, Feb. 2015.

MURPHY, S.F.; BRANTLEY, S.L.; BLUM, A.E.; WHITE, A.F.; DONG, H. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico: II. Rate and mechanism of biotite weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 62, n. 2, p. 227–243, 1998.

NORBURY, D.; HENCHER, S.; CRIPPS, J.; LUMSDEN, A. The description and classification of weathered rocks for engineering purposes - geological society engineering group working party report. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, London, v. 28, p. 207-242, Aug. 1995.

O'BRIEN, E.L.; BUOL, S.W. Physical transformations in a vertical soil-saprolite sequence. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 354-357, 1984.

OLIVEIRA, E.P.; TOTEU, S.F.; ARAUJO, M.N.C.; CARVALHO, M.J.; NASCIMENTO, R.S.; BUENO, J.F. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). **Journal of African Earth Sciences**, Amsterdam, v. 44, n. 4/5, p. 470-478, 2006. Special issue.

OVERSTREET, W.C.; YATES, R.G.; GRIFFITTS, W.R. **Heavy minerals in the saprolite of the crystalline rocks in the Shelby Quadrangle, North Carolina**. Washington: United States Government Printing Office, 1963. 31 p. (Geological Survey Bulletin, 1162-F).

REBERTUS, R.A.; WEED, S.B.; BUOL, S.W. Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, n. 3, p. 810-819, 1986.

RICE, T.J.B., BUOL, S.W.; WEED, S.B. Soil-saprolite profiles derived from mafic rocks in the North Carolina Piedmont: I. Chemical, morphological, and mineralogical characteristics and transformations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n. 1, p. 171-178, 1985.

SCHOENEBERGER, P.J.; WEED, S.B.; AMOOZEGAR, A.; BUOL, S.W. Color zonation associated with fractures in a Felsic Gneiss saprolite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 6, p. 1855-1859, 1992.

SCHOLTEN, T. Hydrology and erodibility of the soils and saprolite cover of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 247-262, 1997.

SCHOLTEN, T.; FELIX-HENNINGSEN, P.; SCHOTTE, M. Geology, soils and saprolites of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 229-246, 1997.

SEQUEIRA BRAGA, M.A.; PAQUET, H.; BEGONHA, A. Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 41-56, 2002.

STOLT, M.H.; BAKER, J.C. Strategies for studying saprolite and saprolite genesis. In: CREMEENS, D.L.; BROWN, R.B.; HUDDLESTON, J.H. (Ed.). **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 1-19. (Special Publication, 34).

STOLT, M.H.; BAKER, J.C.; SIMPSON, T.W. Micromorphology of the soil-saprolite transition zone in Hapludults of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 1067-1075, 1991.

_____. Characterization and genesis of saprolite derived from Gneissic Rocks of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 2, p. 531-539, 1992.

_____. Soil-landscape relationships in Virginia: I. Soil variability and parent material uniformity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 2, p. 414-421, 1993.

TAYLOR, R.; TINDIMUGAYA, C.; BARKER, J.; MACDONALD, D.; KULABAKO, R. Convergent radial tracing of viral and solute transport in Gneiss saprolite. **Ground Water**, Westerville, v. 48, n. 2, p. 284-294, Mar./Apr. 2010.

WILLIAMS, J.P.; VEPRASKAS, M.J. Solute movement through quartz-diorite saprolite containing quartz veins and biological macropores. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 23, n. 4, p. 810-815, 1994.

ZIEGLER, K.; CHADWICK, O.A.; WHITE, A.F.; BRZEZINSKI, M.A. (DSi)-Si-30 systematics in a granitic saprolite, Puerto Rico. **Geology**, Washington, v. 33, n. 10, p. 817-820, Oct. 2005.

2 O ESTADO DA ARTE DA SAPROLITOLOGIA IMPLÍCITA

Resumo

O regolito pode ser definido como o manto do intemperismo existente sobre as rochas. Este manto pode ser constituído estruturalmente por três entidades distintas denominadas sedimento, solo e saprolito. No entanto, o saprolito é o único produto intempérico que conserva o volume da rocha originária. Diferente dos solos, dos sedimentos ou das rochas que são estudados respectivamente pela pedologia, sedimentologia e petrologia, não existe uma ciência específica para o estudo dos saprolitos. Consequentemente, os estudos relacionados aos saprolitos são historicamente menos numerosos que os estudos voltados aos demais componentes do regolito. A saprolitologia não existe oficialmente, porém, pode ser encontrada implicitamente em trabalhos científicos de todo o mundo. Neste estudo demonstra-se a saprolitologia implícita em trabalhos científicos em âmbito mundial, descreve-se a contribuição destes trabalhos para o estudo dos saprolitos, propõem-se linhas de pesquisas e conceitos saprolitológicos, apresenta-se o estado da arte dos estudos dos saprolitos e sugere-se a consolidação da saprolitologia com o intuito de incentivar o incremento das pesquisas voltadas à esta entidade ainda pouco conhecida.

Palavras-chave: Saprolito; Regolito; Solo

Abstract

The regolith is defined as the weathered mantle overlaying rocks. This mantle may consist of threedistinct entities denominated sediment, soil and saprolite. From these weathering products, saprolite is the unique which retains the original rock volume. Unlike soils, sediments or rocks, studied respectively by pedology, sedimentology and petrology, there is no specific science focused in the study of saprolite. Consequently, studies related to the saprolite have been historically less numerous than studies about the other components of the regolith. Although saprolitology does not exist officially, it can be found implicitly in scientific papers from around the world. This study demonstrates the existence of implicit saprolitology in scientific papers worldwide, describes each contribution to the study of saprolite, proposes lines of research and saprolithological concepts, presents the state of the art of saprolithological studies and suggests the consolidation of saprolithology in order to encourage the increase in research aimed at this entity still poorly known.

Keywords: Saprolite; Regolithe; Soil

2.1 Introdução

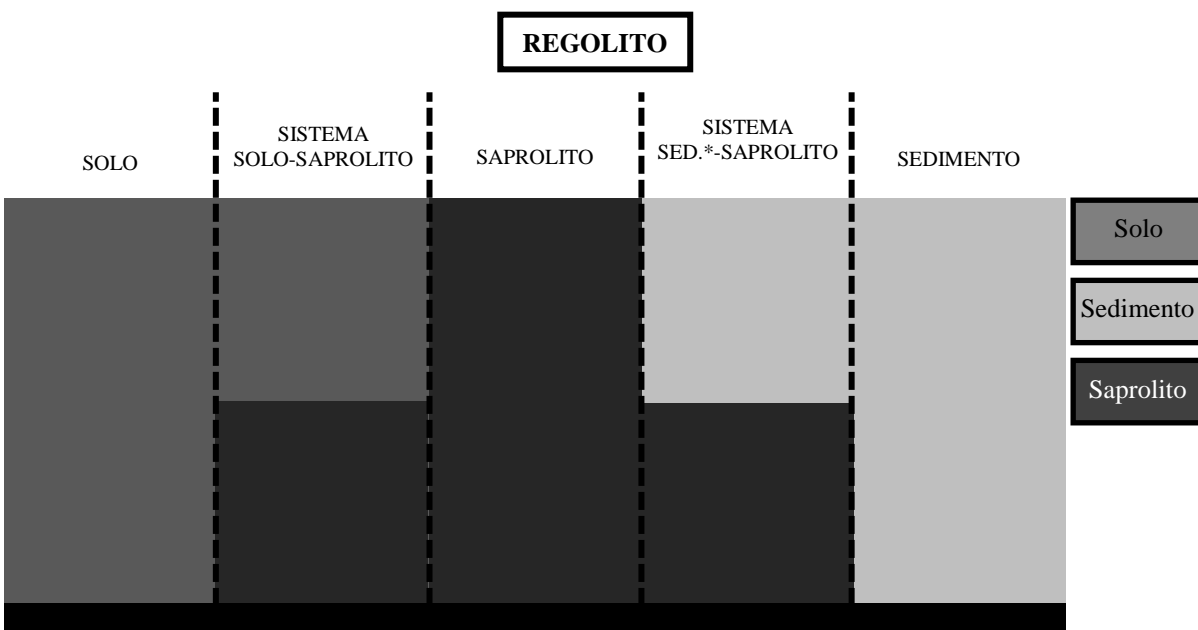
O estudo do saprolito pode ser considerado a chave para o completo entendimento do manto do intemperismo. As pesquisas relacionadas ao saprolito devem ser uma prioridade para as geociências neste século. Todavia, os estudos publicados sobre o solo ou a rocha ainda são mais numerosos do que os direcionados ao entendimento do saprolito. A elucidação de

questões ainda não esclarecidas sobre a totalidade do regolito é uma necessidade que atualmente vem despertando o interesse das ciências da terra e das ciências ambientais.

O conceito de regolito varia consideravelmente entre as diferentes áreas da ciência. Entretanto, todas as áreas envolvidas parecem concordar sobre um fato fundamental: O regolito é a camada intemperizada existente sobre as rochas. O regolito também é denominado de “o manto do intemperismo” e pode ser estruturalmente formado por sistemas solo-saprolito, por sistemas sedimento-saprolito, apenas por solos, apenas por sedimentos ou apenas por saprolitos (Figura 1).

Os solos, os sedimentos e os saprolitos são produtos da intemperização das rochas. Entretanto, apenas os saprolitos conservam o volume da rocha originária (BECKER, 1895). Os estudos do solo, do sedimento e do saprolito foram academicamente desmembrados nas últimas décadas. Neste período, ocorreu a consolidação da pedologia e da sedimentologia. Consequentemente, os artigos e livros científicos sobre o solo e o sedimento se sobrepuseram quantitativamente as obras científicas sobre o saprolito.

Diferente da pedologia, da sedimentologia ou da petrologia, que contemplam respectivamente o estudo do solo, do sedimento e da rocha, nunca fora implementada uma ciência específica para o estudo do saprolito. A saprolitologia não existe oficialmente. Provavelmente esta é a primeira vez que o termo saprolitologia é utilizado em um trabalho científico na história da ciência. No entanto, mesmo oficialmente inexistente, a saprolitologia pode ser implicitamente encontrada em estudos publicados em todo o mundo.



* Sedimento

Figura 1 - Possíveis entidades estruturais constituintes do regolito

Muitos pesquisadores têm contribuído historicamente para o estudo dos saprolitos. A saprolitologia está implícita em trabalhos científicos contemplados pela pedologia, petrologia, sedimentologia, geologia, engenharia e ciências ambientais. Por isso afirma-se que a saprolitologia é uma ciência implícita dentro de outras ciências. Trazer à luz a existência da saprolitologia para toda comunidade científica resultará no reconhecimento dos esforços de muitos pesquisadores para o entendimento do sistema solo-saprolito, assim como poderá incentivar o desenvolvimento de novos estudos saprolitogênicos.

O reconhecimento explícito da saprolitologia torna-se cada vez mais premente. Estudos recentes confirmam e ampliam a importância do intemperismo para o consumo e a regulação do CO₂ atmosférico. Além disto, o conceito de zona crítica “critical zone”, recentemente adotado mundialmente em estudos geoambientais, reconhece o saprolito como parte desta camada essencial para a sobrevivência da humanidade na Terra.

Neste contexto, o objetivo geral idealizado para este capítulo foi contribuir para a consolidação da saprolitologia. Em adição, os objetivos específicos foram: (a) demonstrar a saprolitologia implícita em alguns trabalhos científicos das geociências; (b) indicar a contribuição destes trabalhos para as linhas de pesquisas saprolitológicas e (c) apresentar o atual estado da arte da saprolitologia. Deste ponto em diante será proposta uma jornada por alguns trabalhos científicos que contribuíram para o estudo dos saprolitos. Esta jornada conduzirá à descoberta da saprolitologia implícita.

2.2 Descobrendo a saprolitologia implícita

A busca pela saprolitologia implícita inicia em 1895 quando o geólogo G. F. Becker escreveu a obra intitulada “Reconnaissance of the gold fields of the Southern Appalachians” (BECKER, 1895). No final da página número 43 deste livro, Becker descreve um material não transportado, derivado do intemperismo da rocha e que apresenta apenas alguma perda de volume em relação à rocha originária. Ele considerou as palavras alemãs “Geest” e “Gruss” inapropriadas para nomear a entidade e escreveu:

“I propose the term saprolite as a general name for thoroughly decomposed, earthy, but untransported rock.”

(BECKER, 1895)

Esta foi a primeira vez que o termo saprolito foi utilizado na história. Os principais parâmetros usados por Becker foram a necessidade da decomposição em relação à rocha

originária e a ausência de transporte em relação à posição inicial da rocha originária. Os saprolitos devem ocupar a mesma posição espacial e o mesmo volume que a rocha originária ocupava antes da sua decomposição. O conceito original de saprolito apresenta o termo decomposição como sinônimo de intemperização.

Conceitos fundamentais para a saprolitologia foram experimentalmente identificados a partir da literatura científica. A imobilidade do saprolito proposta por Becker poderia então ser denominado de: I. O conceito do saprolito imóvel.

No entanto, é importante aqui ressaltar que saprolito não é o único termo existente para denominar a entidade descrita por Becker. Alguns trabalhos científicos apresentam o termo alterita ou isalterita como sinônimos de saprolito, seguindo o que parece ser uma escola francesa de estudo do intemperismo (BOULANGÉ, 1983; BILONG, 1992; DE OLIVEIRA et al., 1998, 2002; BOURENNANE et al., 2003; BORIE-PETER et al., 2006; GUEDRON et al., 2006; MODENESI-GAUTTIERI et al., 2011; QUINIF, 2011; QUINIF; BRUXELLES, 2011; KOITA et al., 2013; COURREGES-BLANC; MAIRE, 2014; DUBOIS et al., 2014).

A saprolitologia pode ser então dividida didaticamente em duas escolas distintas (Figura 2): (1) a escola francesa e (2) a escola norte estadunidense. O presente texto se refere restritamente às produções científicas desenvolvidas em âmbito mundial sob a influência da escola norte estadunidense.

A segunda metade do século XX iniciou um prospero período para a produção científica sobre o manto do intemperismo. A partir deste período foram desenvolvidas pesquisas com importantes contribuições para a saprolitologia. Estes trabalhos científicos podem ser agrupados dentro das seguintes linhas de pesquisa saprolitológica (Figura 2): (a) Saprolitogênese ou Gênese do saprolito; (b) Morfologia do saprolito; (c) Classificação do saprolito; (d) Mineralogia do saprolito; (e) Física do saprolito; (f) Implicações ambientais do saprolito; (g) Implicações antropológicas do saprolito; (h) Química do saprolito e (i) Biologia do saprolito.

Alguns trabalhos científicos voltados ao conhecimento do saprolito seguem padrões em comum e também podem ser agrupados dentro de dois grandes centros aqui denominados: (1) Centro da Costa Leste dos Estados Unidos (CCLEU) e (2) Centro da Europa Românica (CER). Outras obras científicas igualmente importantes não podem ser agrupadas em centros saprolitológicos específicos e serão aqui denominadas: A literatura científica geral da saprolitologia.

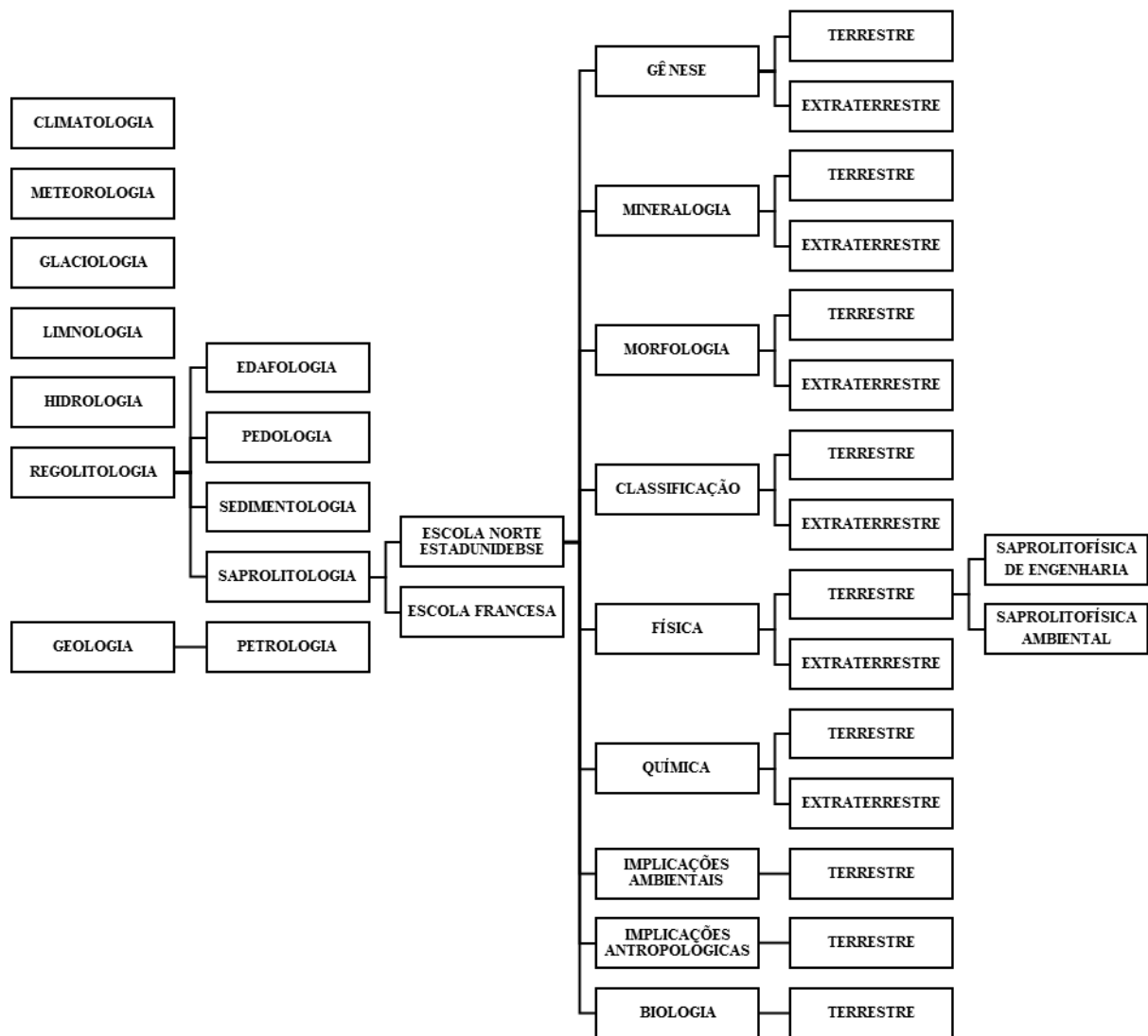


Figura 2 - Proposta de um sistema hierárquico para a regolito e a saprolito

2.3 CCLEU

A publicação especial número 34 da sociedade americana de ciências do solo intitulada “whole regolith pedology” (CREMEENS; BROWN; HUDDLESTON, 1994), pode ser considerada a principal obra saprolitológica do CCLEU. Esta publicação representa um avanço nos esforços para a compreensão do saprolito. Três importantes contribuições para a saprolitologia são oferecidas: (1) a definição operacional do saprolito; (2) a divulgação de estratégias para tornar possível o estudo do saprolito em campo e (3) a sugestão de um sistema taxonômico para o regolito que contempla a classificação do saprolito.

A estrutura do regolito geralmente apresenta-se mais rígida com o aumento da profundidade. Estruturas gradativamente mais rígidas resultam no aumento da dificuldade de

escavação. Consequentemente as regiões mais profundas do regolito são dificilmente atingidas pela construção de uma trincheira escavada manualmente. Este fato levou M. H. Stolt e J. C. Baker sugerirem a utilização dos saprolitos expostos na paisagem para estudos morfológicos em campo (STOLT; BAKER, 1994).

Os esforços conjuntos de cento e vinte e cinco indivíduos foram incluídos no sistema taxonômico para o regolito proposto por S. W. Buol (BUOL, 1994). O sistema apresenta a chave para quatro categorias hierárquicas. Quatro taxa são apresentadas na primeira categoria como possíveis entidades formadoras do regolito: (1) “Alluvium”; (2) “Colluvium”; (3) “Saprolite” e (4) “Petrosediments”. Critérios físicos, mineralógicos, petrológicos e geoquímicos foram propostos como parâmetros para a classificação do saprolito. O objetivo foi construir uma unificação taxonômica e demonstrar a natureza interdisciplinar do regolito.

O sistema taxonômico de S. W. Buol apresentou parâmetros globais que podem ser interpretados por diferentes segmentos da ciência. Iniciativa fundamental para a criação de possíveis grupos interdisciplinares para o estudo do saprolito. Esta percepção pode ser conhecida como: II. O conceito do saprolito multidisciplinar.

O boletim 1162-F foi publicado na segunda metade do século XX (OVERSTREET; YATES; GRIFFITTS, 1963). Nesta obra, W. C. Overstreet, R. G. Yates e W. R. Griffitts apresentaram uma descrição sobre metais pesados em saprolito de rochas cristalinas. O objetivo foi descrever a existência de minerais pesados em saprolitos para fomentar trabalhos geológicos de interesse econômico. Esta foi uma das obras pioneiras da linha de pesquisa saprolitológica aqui denominada como: Implicações ambientais do saprolito.

O artigo sobre o intemperismo da rocha e consequente formação de regolitos na região de Piedmont na Carolina do Norte (CADY, 1951), revelou dois importantes processos existentes durante a formação do sistema solo-saprolito: (1) a perda de matéria do saprolito contribuiu para formação do solo sobrejacente e (2) os elementos provenientes dos minerais primários das rochas contribuíram para a formação dos minerais secundários dos solos. Todavia, a existência de uma fase mineralógica intermediária presente no saprolito não foi identificada.

Os pesquisadores C. S. Calvert, S. W. Buol e S. B. Weed publicaram dois artigos sobre a evolução do intemperismo. O primeiro artigo (CALVERT; BUOL; WEED, 1980a) apresentou três importantes fatos: (1) o intemperismo não é necessariamente menos intenso com o aumento da profundidade; (2) a pedogênese não avança unicamente na direção vertical e (3) a pedogênese avança perpendicularmente às superfícies expostas do saprolito,

independente das direções destas superfícies. Estas conclusões podem ser resumidas como:
III. O conceito do saprolito multidirecionalmente intemperizado.

O segundo artigo (CALVERT; BUOL; WEED, 1980b) apresentou a dinâmica da alteração do feldspato. Os autores observaram dois fatos existentes durante a formação do regolito estudado: (1) alguns minerais primários evoluíram para pseudomorfos e (2) os pseudomorfos evoluíram para formas secundárias puras. As transformações pseudomórficas poderiam então ser relacionadas principalmente à saprolitogênese, assim como a formação de fases puramente secundárias poderiam ser relacionadas principalmente à pedogênese.

Cinco anos depois, S. W. Buol, S. B. Weed e T. J. Rice publicaram um artigo sobre alteração de minerais durante a intemperização da rocha (RICE; BUOL; WEED, 1985). Neste artigo, a alteração do feldspato para formas intermediárias seguida da formação de minerais de argila do tipo 1:1 durante a evolução do regolito fora observada. A existência de fases mineralógicas intermediárias, a exemplo dos pseudomorfos, existentes entre as fases puramente primárias e as fases puramente secundárias de minerais também fora observada por S. W. Buol, S. B. Weed em um estudo publicado um ano depois em parceria com R. A. Rebertus (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986).

Os estudos relacionados às transformações pseudomórficas contribuíram para a linha de pesquisa saprolitológica denominada: Mineralogia do saprolito. A existência de pseudomorfos pode ajudar a explicar porque o saprolito conserva o volume macroscópico da rocha originária simultaneamente ao processo de perda de matéria. Os minerais primários são considerados característicos de rochas cristalinas e, exceto algumas exceções, os minerais de argila são considerados característicos do solo ou sedimento. Os pseudomorfos podem então ser considerados como as estruturas minerais características principalmente do saprolito.

Os pesquisadores S. W. Buol e S. B. Weed retornam a parceria para publicar outro artigo sobre a evolução do sistema solo-saprolito (BUOL; WEED, 1991). Os autores introduziram um conceito onde os atributos do regolito devem ser explicados levando-se em consideração a relação regolito-paisagem. O conceito da relação regolito-paisagem apresentada neste artigo contribuiu principalmente para as linhas de pesquisas saprolitológicas denominadas: Gênese, mineralogia, química e física do saprolito.

O artigo de C. W. Welby objetivou encontrar uma técnica apropriada de mensuração da condutividade hidráulica na região abaixo do solo (WELBY, 1981). Duzentos e cinquenta núcleos de saprolitos desenvolvidos de vários tipos de rochas foram utilizados. O estudo apresentou uma das principais funções ambientais do saprolito, a sua influência sobre a dinâmica do lençol freático.

Três anos depois, E. L. O'Brien e S. W. Buol observaram as principais mudanças dos atributos físicos durante o intemperismo do saprolito: (1) aumento da fração argila; (2) aumento da formação de agregados; (3) aumento da macroporosidade e conseqüentemente (4) aumento da condutividade hidráulica saturada (K_s). Entretanto, as vias utilizadas pela água dentro da estrutura do saprolito ainda precisavam ser identificadas (O'BRIEN; BUOL, 1984). Em 1990, P. J. Schoeneberger e A. Amoozegar publicaram um artigo sobre a K_s no regolito (SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR, 1990). Os resultados não mostraram diferenças significativas da K_s para as diferentes orientações do saprolito ou para a sua posição na paisagem.

Os pesquisadores M. J. Vepraskas, A. G. Jongmans, M. T. Hoover e J. Bouma avaliaram a contribuição dos poros tipo canais para a K_s do saprolito em um artigo publicado um ano depois (VEPRASKAS et al., 1991). Entretanto, as vias da água dentro do saprolito em um fluxo saturado foram melhor explicadas quando P. J. Schoeneberger e A. Amoozegar em parceria com S. W. Buol e S. B. Weed demonstraram que os sistemas de fraturas são as vias preferenciais para a K_s dentro do saprolito (SCHOENEBERGER et al., 1992).

Em 1995, P. J. Schoeneberger, A. Amoozegar e S. W. Buol descreveram dois fatos: (1) a K_s do saprolito é menor que a do horizonte subsuperficial Bt e (2) a K_s do saprolito é maior que a do horizonte transicional BC (SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995). Apoiando os resultados já encontrados por S. W. Buol e S. B. Weed em um estudo publicado quatro anos antes (BUOL; WEED, 1991). Em 1996, A. Amoozegar em parceria com H. J. Kleiss, W. R. Guertal e M. J. Vepraskas concluíram que o baixo valor da K_s no horizonte transicional pode estar relacionada aos preenchimentos ou revestimentos de argila nos seus poros (VEPRASKAS et al., 1996).

O estudo desenvolvido por P. J. Schoeneberger, A. Amoozegar e S. W. Buol mostrou valores de K_s similares para saprolitos e solos (SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995). Dois anos depois, A. Amoozegar, S. W. Buol, K. Li e W. P. Robarge observaram a existência de movimentos de solutos através dos poros da matriz do saprolito (LI et al., 1997) em um estudo complementar ao artigo publicado por J. P. Williams e M. J. Vepraskas (WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994). A comprovação da influência do saprolito sobre o fluxo de nutrientes ou possíveis contaminantes foi uma importante contribuição para as linhas de pesquisa saprolitológica denominadas: Física do saprolito, química do saprolito e implicações ambientais do saprolito.

O artigo publicado por M. H. Stolt, J. C. Baker e T. W. Simpson (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991) apresenta quatro importantes constatações sobre micromorfologia da

transição solo-saprolito: (1) a transição acima do horizonte (Bt) mostra agregação e argila orientada; (2) os horizontes transicionais (BC) têm características microestruturais integradas com presença de microestrutura “controlada pela rocha” e agregados; (3) alguns destes horizontes podem ter argila orientada, sendo denominados BCt e (4) o saprolito apresenta apenas microestrutura “controlada pela rocha” sem agregação ou argila orientada.

A maior contribuição deste estudo para a saprolitologia foi a observação de horizontes onde a estrutura de solo e saprolito coexistem. Os processos formadores de solo parecem estar em equilíbrio ou avançar sobre a estrutura isovolumétrica do saprolito neste horizonte. Esta conclusão pode ser denominada: IV. O conceito do solo e saprolito coexistentes. É importante enfatizar que os parâmetros para estabelecer o limite de transição entre o solo e o saprolito ou entre o saprolito e a rocha ainda não foram plenamente estabelecidos.

A interação entre os processos formadores do solo e do saprolito foi estudada por M. H. Stolt, J. C. Baker e T. W. Simpson. Os pesquisadores observaram que (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992): (1) a formação do solo ocorre preferencialmente à formação do saprolito no início da formação do regolito; (2) o espessamento do solo resulta em diminuição da sua taxa de formação na transição regolito-rocha; (3) em um momento específico, a taxa de formação do solo na transição regolito-rocha torna-se menor que a taxa de formação do saprolito e (4) após o momento de inversão das taxas, ocorre o espessamento do saprolito. Estas são observações fundamentais para a linha de pesquisa saprolitológica denominada: Gênese do saprolito.

Um ano depois, M. H. Stolt, J. C. Baker e T. W. Simpson publicaram outro artigo (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993a), desta vez eles descreveram a influência da posição na paisagem sobre o regolito. No entanto, eles concluíram que a variação estrutural do material de origem pode ser mais importante para a gênese do solo que a sua posição na paisagem. Este fato demonstra a importância da estrutura do saprolito para a pedogênese.

A contribuição dos estudos realizados por S. W. Buol, S. B. Weed, M. H. Stolt, M. J. Vepraskas e A. Amoozgar para a saprolitologia é imensurável. O CCLEU pode ser considerado o berço da saprolitologia devido aos avanços proporcionados especialmente para a gênese, morfologia, classificação, mineralogia e física do saprolito. O artigo publicado por W. Buol, A. Amoozgar e M. J. Vepraskas na região de Piedmont (BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000) parece resumir a essência deste centro singular ao demonstrar o potencial e a necessidade da consolidação de uma classificação internacional para o saprolito.

Todas as linhas de pesquisa saprolitológicas deveriam ser reconhecidas, padronizadas e internacionalizadas ainda neste século. Para entender como a internacionalização da

saprolitologia pode ser possível, é necessário conhecer a trajetória de um pesquisador chamado R. Kretzschmar. Formado em ciências agrícolas na Universidade de Gottingen e pós-graduado na Universidade de Hohenheim, o pesquisador ingressou no programa de doutorado do departamento de ciências do solo da universidade da Carolina do Norte em 1989.

No coração do CCLEU, Kretzschmar publicou um artigo sobre a influência da matéria orgânica para o transporte de coloides através do saprolito (KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995) e outro sobre a alteração mineralógica durante a formação do sistema solo-saprolito (KRETZSCHMAR et al., 1997) o primeiro em parceria com W. P. Robarge e A. Amoozegar e o segundo também em parceria com M. J. Vepraskas. O atual professor do “Eidgenössische Technische Hochschule” (ETH) de Zurique pode ser considerado uma simbólica ligação entre o CCLEU e o CER. A trajetória do Sr. Kretzschmar não deve ser um evento isolado. Histórias semelhantes deveriam ser reproduzidas durante a consolidação da saprolitologia no século XXI.

2.4 CER

A saprolitologia pode ser encontrada implícita em trabalhos científicos do CER desde o final do século XX. Entretanto, foi nos primeiros anos do século XXI que o centro adquiriu uma posição de destaque para o estudo dos saprolitos. Alguns artigos publicados por pesquisadores do ETH de Zurique estão dentre os mais recentes trabalhos relacionados à saprolitologia do CER. As pesquisas desenvolvidas no ETH de Zurique parecem estar agrupadas na região do Damma glacier, na Suíça.

O recuo do Damma glacier, e a conseqüente exposição das rochas cristalinas abaixo, criou um cenário ideal para estudos sobre evolução dos sistemas sedimento-saprolito e solo-saprolito. Os objetivos dos trabalhos desenvolvidos com a participação dos pesquisadores do ETH de Zurique no Damma glacier não estão diretamente relacionados ao estudo do saprolito. Entretanto a saprolitologia está implícita em cada um deles.

O artigo sobre formação do sistema sedimento-saprolito e evolução inicial do ecossistema (BERNASCONI et al., 2008), apresenta o intemperismo das rochas cristalinas na região de degelo do Damma glacier e a subsequente formação do regolito. Os trinta e sete autores incluindo R. Kretzschmar apresentaram uma contribuição para o entendimento da formação do que se propõe ser denominado de regolitosfera, a conseqüente evolução do ecossistema e as suas interações com as mudanças climáticas e ambientais. A regolitosfera

assumiria então um caráter mais amplo que a pedosfera e seria a esfera terrestre de intersecção entre a biosfera, hidrosfera, atmosfera e litosfera (Figura 3).

Dois anos depois, o artigo sobre a atuação de bactérias durante intemperismo do granito (FREY et al., 2010) adicionou o fator biológico na formação da regolitosfera. O estudo descreveu o papel da bactéria sobre a dissolução da rocha na região do Damma glacier. Em 2011 foi publicado o primeiro relatório sobre fungos isolados da geleira que apresentam habilidade para dissolver minerais do granito (BRUNNER et al., 2011). Estes estudos contribuíram para a linha de pesquisa saprolitológica denominada: Biologia do saprolito.

A atividade de microrganismos durante o intemperismo pode ser limitada por muitos fatores, incluindo a disponibilidade de nutrientes. Os pesquisadores H. Göransson, H. O. Venterink e E. Bååth observaram que a disponibilidade de nutrientes tenderam a aumentar durante os primeiros estágios do intemperismo das rochas do Damma glacier (GÖRANSSON; OLDE VENTERINK; BÅÅTH, 2011). Em adição, o efeito da temperatura sobre a colonização primária de bactérias foi publicado por A. Zumsteg, S. M. Bernasconi, J. Zeyer e B. Frey no mesmo ano (ZUMSTEG et al., 2011).

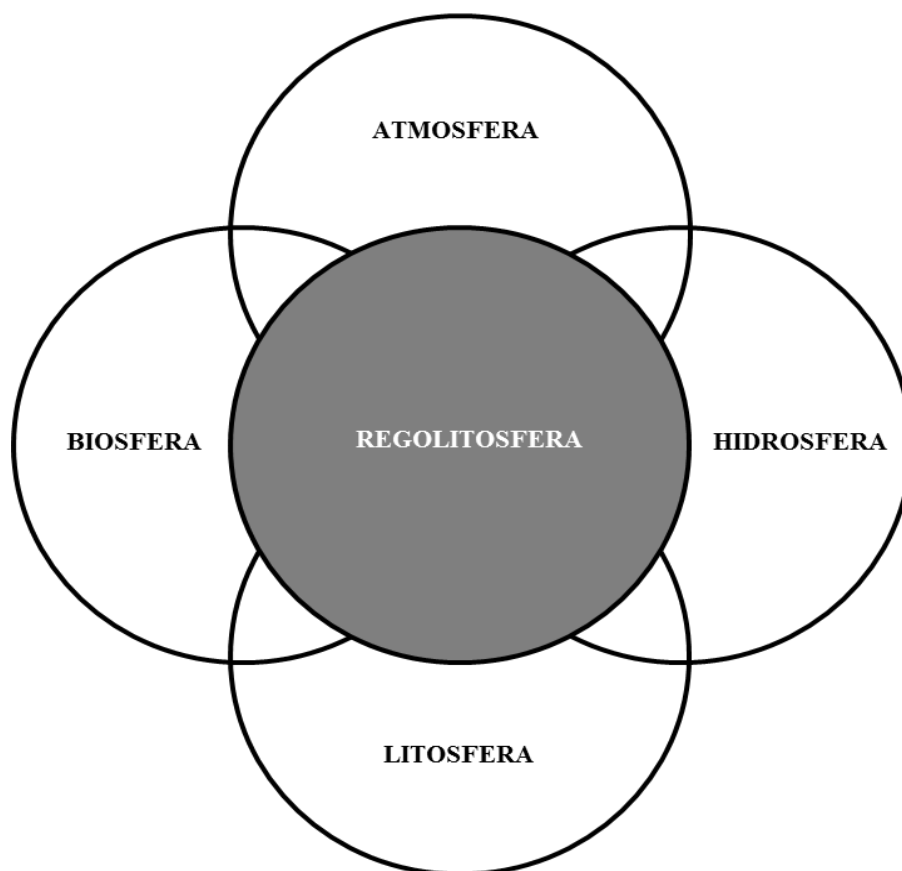


Figura 3 - Esquema representativo com a inclusão da regolitosfera entre as esferas terrestres contempladas pelas geociências

Os pesquisadores A. Dümig, R. Smittenberg e I. Kögel-Knabner compararam um regolito desenvolvido de uma rocha recentemente exposta com outro regolito derivado de uma rocha exposta há cerca de 700 anos (DÜMIG; SMITTENBERG; KÖGEL-KNABNER, 2011). Eles confirmaram o modelo proposto por M. H. Stolt, J. C. Baker e T. W. Simpson quase duas décadas antes (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992). A intensidade dos processos pedogenéticos, especialmente aqueles relacionados à atividade biológica, tendem desacelerar em profundidade durante o espessamento do solo. A influência da atividade biológica durante a evolução do regolito na região do Damma glacier foi também estudada por Esperschütz et al. (2011), Zumsteg et al. (2012) e Schulz et al. (2013).

A contínua retração do Damma glacier ofereceu a oportunidade para observar a evolução inicial do regolito em uma cronossequência confiável. O comportamento de alguns atributos durante a formação do regolito foi avaliado por um grupo de quarenta pesquisadores, incluindo R. Kretzschmar (BERNASCONI et al., 2011). O intemperismo inicial do embasamento cristalino na região do Damma glacier também foi estudado por TIPPER et al. (2012) e Wongfun et al. (2013). Em adição, A.J.A.M. Temme e K. Lange estudaram a relação regolito-paisagem (TEMME; LANGE, 2014).

O CER transcende o ETH de Zurique e estende-se para o sul até a região mediterrânea onde pesquisadores italianos têm desenvolvido estudos que contribuem para o entendimento do intemperismo das rochas cristalinas e a consequente formação de sistemas solo-saprolitos. Os estudos concentram-se na região da Calábria, sul da Itália. Os principais estudos desenvolvidos nesta região foram encabeçados por pesquisadores da Universidade da Calábria.

O conceito do saprolito multidirecionalmente intemperizado também foi descrito por E. Le Pera e M. Sorriso-Valvo em um artigo sobre o intemperismo no clima mediterrâneo (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000). Eles relataram que esfoliações e intemperizações esferoidais foram as características intempéricas mais comuns encontradas nas rochas cristalinas no entorno do maciço de Sila, no sul da Itália. Um ano depois, E. Le Pera, M. Sorriso-Valvo e S. Critelli concluíram que as modificações dos atributos da rocha durante a evolução do intemperismo ocorrem de uma escala microscópica para uma escala macroscópica (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

Os primeiros poucos milímetros da camada superficial que circunda uma rocha alterada é conceitualmente uma fina camada de saprolito. Esta fina camada alterada evolui de escalas microscópicas para escalas cada vez maiores, formando o saprolito visível a olho nu. Posteriormente, o saprolito macroscópico pode atingir escalas verticais métricas e escalas

horizontais quilométricas. Esta observação pode ser denominada: V. O conceito do saprolito em múltiplas escalas.

As diferentes escalas do saprolito devem ter nomenclaturas distintas. Propõe-se o uso da palavra saprolito como um termo geral para denominar o produto da intemperização da rocha não deslocado e que ainda preserva o volume da rocha originária independentemente da escala de observação. Em adição, propõe-se a criação do termo micro-saprolito para denominar os saprolitos existentes nas escalas microscópicas, a exemplo da camada alterada microscópica que envolve a superfície da rocha intemperizada. Propõe-se também a criação do termo macro-saprolito para denominar os saprolitos existentes nas escalas macroscópicas.

Os micro-saprolitos não devem ser confundidos com a microestrutura dos macro-saprolitos. Os micro-saprolitos expõem a isovolumetricidade quando observados por microscopia óptica ou eletrônica, porém, a microestrutura dos macro-saprolitos não mais apresenta a isovolumetricidade microscópica. A isovolumetricidade dos macro-saprolitos só pode ser observada em escalas macroscópicas.

O conceito do saprolito em múltiplas escalas foi aplicado por E. Le Pera, S. Critelli, F. Scarciglia e G. Vecchio para interpretar os processos geomórficos relacionados ao desenvolvimento do regolito (SCARCIGLIA et al., 2005). O conceito de múltiplas escalas, inicialmente aplicado ao saprolito, foi então expandido para todo o regolito. Processos provenientes do micro-regolito influenciam alguns processos existentes no macro-regolito.

Os pesquisadores E. Le Pera, F. Scarciglia e S. Critelli aplicaram o conceito de múltiplas escalas para todo o regolito em um artigo intitulado “Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy): From field scale to micromorphology” (SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005). Eles observaram a existência de uma forte influência da fábrica do micro-regolito sobre o desenvolvimento do macro-regolito.

Em 2012, foi publicado um esquema sobre o papel dos microrganismos durante intemperização superficial da rocha (SCARCIGLIA et al., 2012). Os autores observaram que: (1) a presença de hifas entre as microfraturas da rocha causa a ruptura dos seus minerais primários; (2) a interação entre o microrganismo e a superfície da rocha acelera a dissolução dos minerais e (3) a estrutura da rocha e a morfologia do mineral têm influência sobre a colonização microbiológica. Os gnaisses foram então descritos como mais facilmente colonizados em comparação aos granitos, assim como as micas tendem a ser mais facilmente colonizadas quando comparadas aos feldspatos. Este artigo apresenta uma grande contribuição para microbiologia do saprolito.

A atuação de organismos contribui para a dissolução dos minerais, para a perda de elementos e conseqüentemente para a quebra da isovolumetricidade existente entre a rocha e o saprolito (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; FREY et al., 2010; ESPERSCHÜTZ et al., 2011; GÖRANSSON; OLDE VENTERINK; BÅÅTH, 2011; SCHULZ et al., 2013). No entanto, a atividade destes organismos também implica na adição de elementos orgânicos ao sistema em alteração (ESPERSCHÜTZ et al., 2011; ZUMSTEG et al., 2011, 2012). A adição de matéria orgânica (M.O) ao saprolito parece suprir volumetricamente parte da perda de elementos dos minerais, garantido uma manutenção temporária do volume da rocha originária no saprolito (BERNASCONI et al., 2011; DÜMIG; SMITTENBERG; KÖGEL-KNABNER, 2011; SCARCIGLIA et al., 2012). Este processo pode ser resumido como: VI. O conceito do saprolito organo-mineral.

O artigo sobre a petrografia de perfis do intemperismo publicado por F. Perri em parceria com L. Borrelli, S. Critelli e G. Gullà demonstrou que o intemperismo das rochas e a formação do regolito variam durante a evolução da paisagem (BORRELLI et al., 2012). O estudo confirmou a relação regolito-paisagem observada por pesquisadores do CCLEU no final do século XX, na Carolina do Norte.

A influência da estrutura da rocha sobre os atributos do regolito foram também estudados por F. Perri, L. Borrelli, S. Critelli e G. Gullà em um artigo publicado dois anos depois (BORRELLI et al., 2014). Os autores observaram que dois litotipos sob o mesmo clima e topografia, assim como mineralogia semelhante, podem formar regolitos com diferentes texturas. As diferentes texturas dos regolitos foram relacionadas às diferentes estruturas das rochas originais.

A estrutura da rocha é perdida durante a evolução do regolito. Entretanto, os pesquisadores da Universidade da Calábria ajudaram a demonstrar que a estrutura original da rocha influencia alguns atributos do sistema solo-saprolito, a exemplo da textura. Esta observação pode ser denominada: VII. O conceito do saprolito estruturalmente dependente. Os pesquisadores F. Perri, F. Scarciglia, C. Apollaro e L. Marini também apresentaram um modelo para reconstruir alguns processos do intemperismo que ocorrem sobre granitoides do sul da Itália (PERRI et al., 2014).

O CER também abrange a península Ibérica ao oeste. Nesta região, pesquisadores espanhóis têm contribuindo para saprolitologia desde o final do século XX. O artigo publicado por R. M. Calvo, E. Garcia-Rodeja e F. Macias demonstra a importância de considerar a influência de microambientes para formação de produtos secundários durante a gênese do saprolito (CALVO; GARCIA-RODEJA; MACIAS, 1983).

A formação do macro-regolito é um evento que transcende a escala de tempo convencional para um humano. Eventos ocorridos em centenas ou milhares de anos podem ter influenciado os atuais atributos dos sistemas sedimento-saprolito ou solo-saprolito. Paleoeventos devem ser considerados na saprolitologia.

O artigo sobre a influência de paleoclimas sobre a formação de regolitos na Espanha central (MOLINA; GONZALEZ; ESPEJO, 1991) demonstrou que a existência de um paleoclima implicou em duas assembleias mineralógicas secundárias distintas no regolito. Um paleoambiente favoreceu a bissialitização e outro ambiente mais recente tem favorecido a monossialitização. Esta observação pode ser denominada: VIII. O conceito do saprolito dependente do tempo.

As pesquisadoras T. Taboada e C. Garcia publicaram dois artigos sobre mineralogia do saprolito em 1999. O primeiro demonstrou que a formação de esmectita em um regolito atualmente bem drenado não é resultante da existência de um paleoclima mais seco, e sim diante da existência de microambientes estruturais mal drenados. (TABOADA; GARCIA, 1999b). O segundo artigo (TABOADA; GARCIA, 1999a) ajudou a confirmar o modelo de alteração mineralógica proposta por S. W. Buol, S. B. Weed e R. A. Rebertus treze anos antes (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986).

O CER continua ao oeste até encontrar a região banhada pelo oceano Atlântico em Portugal. Os produtos do intemperismo de granitos desta região foram caracterizados por A. Begonha e M. A. Sequeira Braga. Os pesquisadores estabeleceram atributos físicos e químicos para serem usados como índices do grau de intemperismo do sistema solo-saprolito (BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002).

O artigo sobre a intemperização de granitos em um clima temperado (SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002), publicado por M. A. Sequeira Braga, A. Begonha e H. Paquet reforçou o conceito de arenização aplicado ao sistema solo-saprolito apresentado por M. A. Sequeira Braga, H. Paquet, J.E. Lopes Nunes e G. Millot em um artigo publicado treze anos antes (SEQUEIRA BRAGA et al., 1989). O processo de arenização pode ajudar a explicar a relação entre a estrutura da rocha e textura do regolito observada por F. Perri, L. Borrelli, S. Critelli e G. Gullà (BORRELLI et al., 2014).

Os pesquisadores M. A. Sequeira Braga e A. Begonha desenvolveram estudos em parceria com H. Paquet do centro de geoquímica da superfície da França. Provavelmente, o conceito de arenização aplicado à formação do sistema solo-saprolito surgiu sob a influência da escola francesa de geologia.

A parceria com H. Paquet, membro da escola francesa de saprolitologia, tornou possível a publicação de um artigo sobre mudanças químicas e mineralógicas durante o intemperismo do basalto no centro e no sul de Portugal (PRUDÊNCIO et al., 2002). O estudo relata a influência do clima sobre a assembleia mineralógica secundária do regolito. De fato, o clima tem uma forte influência sobre a taxa de intemperismo de rochas expostas na superfície da paisagem.

O intemperismo transforma as rochas expostas na paisagem em regolitos. Este fenômeno ocorre independentemente desta rocha ser um imenso batólito ou uma maravilhosa escultura de Michelangelo. A existência de esculturas e construções históricas feitas de rochas distribuídas por toda a Europa tem possibilitado o desenvolvimento de uma peculiar linha de pesquisa saprolitológica relacionada à deterioração de monumentos históricos.

A formação do saprolito pode ser considerado um processo indesejado sob perspectivas antropológicas específicas. Diante da atividade antrópica, uma rocha pode ser esculpida e posteriormente utilizada como uma obra de arte ou como componente de uma construção de importância cultural. A extração da rocha em uma pedreira e sua posterior utilização por necessidades antrópicas pode resultar em sua exposição a maiores taxas de intemperização. A formação de um micro-saprolito sobre a superfície desta rocha será então o resultado inicial da sua exposição a maiores intensidades intempéricas em ambientes urbanos.

Alguns pesquisadores têm estudado a deterioração natural de monumentos feitos de rochas. Estas pesquisas estão diretamente relacionadas à engenharia ou arqueologia. Entretanto, os produtos da deterioração destes materiais são conceitualmente micro-saprolitos e podem ser contemplados pela linha de pesquisa saprolitológica denominada: Implicações antropológicas do saprolito. A saprolitologia está implicitamente presente nas pesquisas desenvolvidas por estes pesquisadores.

O artigo de A. Begonha sobre a deterioração mineralógica do granito utilizado para construção de duas igrejas portuguesas apresenta uma caracterização das soluções salinas existentes nos poros do micro-saprolito. Ele observou a presença de vários íons na solução salina dentro da rede porosa microscópica. Os íons presentes em solução estavam associados aos sais solúveis responsáveis pela intemperização da rocha (BEGONHA, 2009).

A formação do micro-saprolito na superfície da rocha resulta no aumento da sua reatividade superficial devido à formação de minerais secundários durante a sua intemperização. A pesquisadora K. Slezakova, em parceria com outros pesquisadores, publicou dois artigos descrevendo este processo. Foram estabelecidas as interações entre a superfície de monumentos feitos de rochas e a poluição do ar.

O primeiro artigo descreve que alguns monumentos históricos em áreas urbanas atuam como depósitos de poluentes existentes na atmosfera circundante (SLEZAKOVA et al., 2011). No segundo artigo, foram demonstradas as semelhanças entre a composição dos poluentes adsorvidos na superfície dos monumentos e os poluentes existentes no ar circundante. A poluição do ar foi então indicada como agente acelerador da intemperização das fachadas das construções históricas estudadas (SLEZAKOVA et al., 2013).

2.5 Possível existência de outros centros saprolitológicos

O CER e o CCLEU representam dois agrupamentos de estudos com grandes contribuições para diversas linhas de pesquisa da saprolitologia. Entretanto, muitos outros trabalhos científicos ainda merecem aqui ser reverenciados. Eles não estão agrupados em centros saprolitológicos característicos, porém, todos têm uma peculiaridade em comum: A saprolitologia implícita.

Estudos desenvolvidos na Austrália por pesquisadores como R. R. Anand, C. R. M. Butt, R.J. Gilkes e A. W. Mann, contribuíram amplamente para a gênese do saprolito (MANN, 1983; BUTT, 1985; MILNES; BOURMAN; NORTHCOTE, 1985; BIRD; CHIVAS, 1993; ANAND, 2001; ANAND et al., 2001; ANAND; PAINE, 2002) e para a mineralogia do saprolito (GILKES; SUDDHIPRAKARN, 1979; ANAND; GILKES, 1984a, b, c; ANAND et al., 1985; BANFIELD; EGGLETON, 1990).

As pesquisas realizadas na Austrália também contribuíram para linhas de pesquisas saprolitológicas como a química e as implicações ambientais (MANN, 1984; BUTT; ZEEGERS, 1989; GRAY; SCHORIN; BUTT, 1996; BUTT; LINTERN; ANAND, 2000; BRAND; BUTT, 2001; ANAND; BUTT, 2010). As pesquisas relacionadas à química tinham caráteres econômicos e ambientais. Em adição, os estudos relacionados à mineralogia e a gênese contemplaram respectivamente a alteração de minerais e a relação tempo-clima sobre a formação do regolito.

A significativa importância dos trabalhos australianos para importantes linhas de pesquisa da saprolitologia leva a crer que a Austrália poderia ser considerada um pequeno centro saprolitológico. Este fato também pode ocorrer em outros possíveis centros existentes em alguns países ou regiões do mundo.

Outros possíveis pequenos centros saprolitológicos, a exemplo de um possível centro brasileiro composto por pesquisadores como A. C. Azevedo, P. Vidal-Torrado e F. A. Pedron,

poderão ser reconhecidos em futuros trabalhos científicos relacionados à estruturação da saprolitologia.

A literatura científica da saprolitologia estende-se além dos trabalhos científicos existentes no CCLEU e no CER. Esses importantes artigos não podem ser agrupados em centros saprolitológicos específicos e serão aqui denominados: A literatura científica geral da saprolitologia (LCGS). A seguir, eles serão didaticamente agrupados em uma das nove linhas de pesquisas saprolitológicas. O conteúdo de cada trabalho científico da LCGS poderá servir como referência para as respectivas linhas de pesquisas saprolitológicas (Figura 2), em adição aos estudos existentes no CCLEU e no CER. No entanto, não existe hierarquia de qualidade ou importância entre os trabalhos contidos nos dois centros saprolitológicos descritos acima e aqueles pertencentes à LCGS.

2.6 LCGS

A regolitogênese é o resultado da ação intempérica sobre as rochas (BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991, 1992; BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000). A regolitosfera pode apresentar espessuras em diversas escalas e envolve grande parte da superfície terrestre (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005). No entanto, a existência de regolitos é um fenômeno que extrapola os mantos do intemperismo presentes no nosso planeta. As rochas existentes em outros corpos celestes podem ser intemperizadas e os produtos deste processo podem ser denominados de regolitos extraterrestres.

Relatos da existência de regolitos extraterrestres podem ser encontrados na literatura científica (TURKEVICH; FRANZGROTE; PATTERSON, 1969; FRANZGROTE et al., 1970; PATTERSON et al., 1970; CARRIER, 2003; COLWELL et al., 2007; RAY et al., 2010; ZHONG et al., 2012; HUANG; JIANG, 2013; IAI; GERTSCH, 2013; JIANG, SHEN; THORNTON, 2013; LI; LEI; XU, 2013; TRIGWELL et al., 2013; LIU et al., 2014). Alguns destes regolitos são compostos por saprolitos em diversas escalas de tamanho ou magnitudes de intemperização (ADAMO; VIOLANTE, 2000; ECONOMOU, 2001; ARP et al., 2004; FABRE et al., 2014; COUSIN et al., 2015).

O saprolito, descrito por G. F. Becker como terreno (BECKER, 1895) deve então transcender para todo cosmos. Neste contexto, o produto isovolumétrico e intransportado de todas as rochas existentes no universo teoricamente devem se denominadas saprolitos. A saprolitogênese é um processo que transcende o nosso planeta e resulta na formação de

saprolitos extraterrestres como, por exemplo, os existentes em Marte (RIEDER et al., 1997; CHEVRIER; MATHE, 2007; BARATOUX et al., 2011; GROTT et al., 2013; MESLIN et al., 2013; JAENCHEN et al., 2014).

A regolitologia e a saprolitologia assumem então um caráter mais amplo e passam a contemplar regolitos e saprolitos extraterrestres. Consequentemente, os artigos presentes na LCGS relacionados à mineralogia, gênese, morfologia, classificação, química e física do saprolito podem ser subdivididos em duas sublinhas de pesquisas denominadas: (1) sublinha dos saprolitos terrestres (SST) e (2) sublinha dos saprolitos extraterrestres (SSE).

2.6.1 LCGS - SST

2.6.1.1 LCGS - Gênese, morfologia e classificação do saprolito

A segunda metade do século XX iniciou uma série de estudos internacionais relacionados à gênese, morfologia e classificação do saprolito. O pesquisador J. P. Minard publicou um artigo em 1959 sobre os atributos de saprolitos rasos (MINARD, 1959). A evolução mineralógica durante a formação do saprolito foi estudada por B.M. Wilke e U. Schwertmann e um artigo publicado em 1977. Eles observaram a existência de uma mineralogia secundária dependente do clima em saprolitos formados de granito (WILKE; SCHWERTMANN, 1977).

Em 1978 foram publicados três importantes artigos sobre a gênese e morfologia de saprolitos: (1) L. R. Gardner, I. Keoruenromne e H. S. Chen publicaram um estudo sobre a isovolumetricidade do saprolito em relação à rocha originária (GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978); (2) T. Y. Irfan e W. R. Dearman sugeriram cinco estágios de intemperização existentes durante a intemperização do granito (IRFAN; DEARMAN, 1978) e (3) J. Reinhardt e E. T. Cleaves estudaram a estruturação morfológica de regolitos formados por sistemas sedimento-saprolitos (REINHARDT; CLEAVES, 1978).

O artigo publicado em 1990 por M. A. Velbel sobre a formação do saprolito (VELBEL, 1990) descreveu os três mecanismos para a conservação do volume da rocha originária no saprolito. Em 1997, T. Scholten publicou dois artigos sobre a gênese de saprolitos. O primeiro apresentou a formação e a estabilidade estrutural do sistema solo-saprolito (SCHOLTEN, 1997). O segundo, em parceria com P. Felix-Henningsen e M. Schotte, expôs as propriedades hidrológicas do saprolito e a gênese do sistema solo-saprolito em três magnitudes de escala (SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSEN; SCHOTTE, 1997).

A formação do regolito foi contemplada no artigo de 1999 publicado por H. Thévéniaut e P. Freyssinet (THÉVENIAUT; FREYSSINET, 1999). O estudo aplicou o fenômeno do paleomagnetismo ao entendimento dos processos de formação do saprolito. Seis anos depois, o artigo de M. Olvmo, K. Lidmar-Bergström, K. Ericson e J. M. Bonow sobre a relação entre o saprolito e a evolução da paisagem (OLVMO et al., 2005) demonstrou o intemperismo em profundidade existente no saprolito como um dos principais agentes responsáveis pela formação da paisagem.

A influência da paisagem para o intemperismo diferencial do granito foi descrita em um artigo de 2007 sobre processos do intemperismo e desenvolvimento da paisagem (JIMENEZ-ESPINOSA; VAZQUEZ; JIMENEZ-MILLAN, 2007) publicado por R. Jiménez-Espinosa, M. Vázquez e J. Jiménez-Millán. No mesmo ano, os pesquisadores M.I. Lebedev, R. C. Fletcher, V. N. Balashov e S. L. Brantley publicaram um estudo sobre o avanço do intemperismo e a consequente formação do regolito (LEBEDEVA et al., 2007). Eles propuseram um modelo para descrever a transformação de rochas cristalinas em saprolitos.

O artigo sobre evolução da paisagem de J. L. Dixon, A. M. Heimsath e R. Amundson, publicado em 2009, apresentou o papel do intemperismo do saprolito durante a evolução da paisagem (DIXON; HEIMSATH; AMUNDSON, 2009). Em 2011, os pesquisadores C. Rasmussen, S. Brantley, D. de B. Richter, A. Blum, J. L. Dixon e A. F. White publicaram um estudo direcionado ao entendimento da relação entre clima, erosão, intemperismo e evolução da paisagem (RASMUSSEN et al., 2011).

A relação entre a susceptibilidade magnética sobre a alteração de minerais no saprolito foi apresentada por C. R. De Kimpe, J. Dejou e Y. Chevalier em um artigo de 2001 sobre alteração mineralógica durante a formação do regolito (DE KIMPE; DEJOU; CHEVALIER, 2001). O pesquisador F. Bétard publicou em 2012 um artigo sobre processos de intemperização do saprolito. Ele descreveu a variação espacial dos processos intempéricos em uma montanha de média elevação sob um clima tropical (BÉTARD, 2012).

O estudo de A. L. Dere, em parceria com sete outros pesquisadores, sobre a dependência da alteração do feldspato ao clima regional durante a formação do regolito, publicado em 2013, propôs uma discussão sobre as taxas e os mecanismos da formação dos sistemas solo-saprolitos (DERE et al., 2013). No mesmo ano, o artigo de T. Hewawasam, F. Blanckenburg, J. Bouchez, J. L. Dixon, J. A. Schuessler e R. Maekeler sobre a formação do saprolito (HEWAWASAM et al., 2013) descreveu o avanço da frente do intemperismo durante a formação do saprolito.

2.6.1.2 LCGS - Mineralogia do saprolito

Os artigos de M. A. Velbel publicados entre 1983 e 1996 descreveram: (1) as alterações naturais de minerais durante o intemperismo das rochas; (2) o intemperismo em meteoritos e a consequente formação do saprolito sob um material extraterrestre; (3) os produtos saprolíticos resultantes da intemperização de meteoritos; (4) a influência da superfície do mineral e composição da solução circundante sobre a alteração do feldspato; (5) os mecanismos de dissolução, reprecipitação e formação de pseudomorfos durante o intemperismo das rochas e (6) a influência da temperatura sobre a taxa de alteração do feldspato (VELBEL, 1983, 1986, 1988; VELBEL; LONG; GOODING, 1991; VELBEL; BASSO; ZIEG, 1996).

Em 1985, os pesquisadores R. R. Anand, R. J. Gilkes, T. M. Armitage e J. W. Hillyer publicaram um artigo sobre alteração de feldspatos. Eles observaram a alteração do feldspato durante a formação de saprolitos ferruginosos (ANAND et al., 1985).

A alteração mineral durante a formação do regolito foi discutida no artigo de 1998 publicado por S. F. Murphy, S. L. Brantley, A. E. Blum, A. F. White e H. Dong. A taxa e os mecanismos de alteração da biotita sob um clima tropical foram apresentados (MURPHY et al., 1998). Três anos depois, o artigo de A. F. White, T. D. Bullen, M. S. Schulz, A. E. Blum, T. G. Huntington e N. E. Peters sobre taxas diferenciais de alteração do feldspato (WHITE et al., 2001) demonstrou a grande influência dos atributos do saprolito sobre a alteração do feldspato em rochas cristalinas.

A alteração de minerais primários e a consequente formação de minerais secundários durante a evolução do regolito foram descritas em um artigo de 2000 sobre as características mineralógicas e químicas do sistema solo-saprolito (JOLICOEUR; ILDEFONSE; BOUCHARD, 2000) publicado por S. Jolicoeur, P. Ildefonse e M. Bouchard. Cinco anos depois, os pesquisadores J. R. Price, M. A. Velbel e L. C. Patino publicaram o estudo sobre escalas de tempo para a formação de minerais secundários (PRICE; VELBEL; PATINO, 2005). Eles apresentaram a importância de paleoambientes para a assembleia mineralógica secundária do sistema solo-saprolito.

O artigo sobre produtos do intemperismo de G. Certini, M. J. Wilson, S. J. Hillier, A. R. Fraser e E. Delbos, publicado em 2006, descreveu a dinâmica da formação de minerais secundários no saprolito (CERTINI et al., 2006). No mesmo ano, os pesquisadores M. Arslan, S. Kadir, E. Abdioglu e H. Kolayli publicaram um estudo sobre formação de minerais 1:1.

Eles apresentaram a origem e a dinâmica da formação secundária dos minerais 1:1 durante a formação do regolito (ARSLAN et al., 2006).

A influência do tempo para a alteração mineralógica e a consequente formação de minerais secundários durante a evolução do regolito também foram estudadas por A. Bronger, em um artigo publicado 2007 sobre a formação de minerais 1:1 em sistemas solo-saprolitos (BRONGER, 2007). Os pesquisadores C. A. Clemente e A. C. Azevedo publicaram, no mesmo ano, um artigo sobre alteração mineralógica durante a formação do regolito sob um clima tropical. Eles descreveram as vias de alterações mineralógicas em saprolíticos ácidos (CLEMENTE; AZEVEDO, 2007).

O estudo de Y. J. Kim, J. W. Moon, Y. Roh e S. C. Brooks sobre mineralogia do saprolito, publicado em 2013, apresentou algumas vias de alteração mineralógicas ocorrentes durante a formação de saprolitos (KIM et al., 2009). Em 2010, o artigo de J. C. Fernández-Caliani e M. Cantano sobre processos intempéricos de caulinição (FERNANDEZ-CALIANI; CANTANO, 2010) descreveu os processos de formação de caulinita durante a formação do sistema solo-saprolito.

2.6.1.3 LCGS – Física do saprolito

A linha de pesquisa intitulada física do saprolito subdivide-se em duas vertentes denominadas saprolitofísica de engenharia e saprolitofísica agroambiental. A primeira subdivisão está relacionada com os atributos físicos do saprolitos de interesse das engenharias e a segunda está voltada aos atributos físicos de interesse agrícola e ambiental.

2.6.1.3.1 Saprolitofísica de engenharia

A saprolitofísica de engenharia contempla os artigos relacionados aos saprolitos de interesses tecnológicos sob quatro aspectos distintos:

1. Mecânica dos saprolitos: (GREENWAY; POWELL; IRFAN, 1987; AYDIN; EGELI, 2001; MARTIN, 2003; AYDIN; 2006; LEI; NG, 2007; CERYAN; TUDES; CERYAN, 2008a, 2008b; BASU; CELESTINO; BORTOLUCCI, 2009; MARQUES et al., 2010; GUPTA; SHARMA, 2012; PAZ-FERREIRO; ALVES, 2012; CHIU; NG, 2014);

2. Saprolitos como fundação para edificações: (FOOKES; DEARMAN; FRANKLIN, 1971; DEARMAN; BAYNES; IRFAN, 1978; IRFAN; DEARMAN, 1978; PASTORE, 1986; AREL; TUGRUL, 2001; RUEDRICH; KIRCHNER; SIEGESMUND, 2011);
3. Saprolitos para construção de túneis: (ABRAMSON; HANSMIRE; BOYCE, 1993; HANSMIRE et al., 1999);
4. Classificação estrutural de saprolitos: (NORBURY et al., 1995; GUPTA; RAO, 1998, 2001; ARIKAN; ULUSAY; AYDIN, 2007; GOKCEOGLU et al., 2009; HEIDARI; MOMENI; NASERI, 2013; MOMENI et al., 2015).

2.6.1.3.2 Saprolitofísica agroambiental

O artigo publicado em 1992 por R. J. George sobre a condutividade hidráulica em rochas alteradas (GEORGE, 1992) descreveu algumas propriedades hidráulicas do saprolito e a sua importância para o lençol freático na interface saprolito-rocha. Em 2005, Os pesquisadores L. D. McKay, S. G. Driesea,b, K. H. Smitha e M. J. Vepraskas também publicaram um artigo sobre a condutividade hidráulica do saprolito. O artigo apresentou a relação entre a condutividade hidráulica do saprolito e a hidrogeologia regional (MCKAY et al., 2005).

A granulometria do saprolito foi contemplada no artigo de 2006 publicado por J. G. V. Miranda, E. Montero, M. C. Alves, A. Paz González e E. Vidal-Vázquez (MIRANDA et al., 2006). O estudo apresentou a distribuição dos tamanhos das partículas dos materiais saprolíticos por técnicas multifractais.

Três anos depois, o artigo de S. L. K. Stürmer, R. S. D. Dalmolin, A. C. Azevedo, F. A. Pedron e F. P. Menezes sobre a relação entre os atributos físicos e a morfologia do sistema solo-saprolito (KLOCKNER STURMER et al., 2009) demonstrou a influência dos atributos do saprolito sobre infiltração da água no regolito. Em adição, o comportamento da condutividade hidráulica e a retenção da água no sistema solo-saprolito foram descritas em um artigo publicado por F. A. Pedron, J. R. Fink, M. F. Rodrigues e A. C. Azevedo (PEDRON et al., 2011).

2.6.1.4 LCGS – Implicações ambientais do saprolito

O pesquisador M. A. Velbel publicou dois artigos sobre a interação intemperismo-ambiente. O primeiro expôs a relação entre temperatura, intemperismo e acumulação de CO₂ atmosférico no sistema solo-saprolito (VELBEL, 1993b). O segundo apresentou a relação entre os processos do intemperismo das rochas e a evolução da paisagem (VELBEL, 1995).

A deposição de urânio no saprolito foi contemplada no artigo de 2007 publicado por D. Phillips, D. Watson e Y. Roh (PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007). O estudo demonstra a existência de associações de urânio com fosfatos, sulfatos e óxidos de ferro, alumínio e manganês. Três anos depois, o artigo de R. Taylor, C. Tindimugaya, J. Barker, D. Macdonald e R. Kulabako sobre o transporte de vírus e solutos em saprolitos (TAYLOR et al., 2010) demonstrou a vulnerabilidade de aquíferos presentes em saprolitos à contaminação por viroses fecais.

Em 2012, um catálogo para análises óticas da corrosão de minerais pesados no sistema solo-saprolito foi proposta no artigo publicado por S. Andò em parceria com E. Garzanti, M. Padoan e M. Limonta. O estudo apresenta a dinâmica da corrosão de minerais pesados e a consequente liberação de metais pesados para o ambiente durante o intemperismo da rocha (ANDO et al., 2012).

2.6.1.5 LCGS – Implicações antropológicas do saprolito

O artigo publicado em 1997 por K. M. Torfs, R. E. Van Grieken e F. Buzek sobre linhas de gesso em calcário (TORFS; VANGRIEKEN; BUZEK, 1997) descreveu a origem de sulfatos e os mecanismos da formação de crostas intemperizadas em construções de calcário. Em 2001, C. B. Böhm, A. Küng e K. Zehnder publicaram um artigo sobre a formação de cristais de sais em construções históricas. O artigo apresentou a cristalização de sais como um dos mais poderosos processos e intemperização de monumentos de rochas (BOHM; KUNG; ZEHNDER, 2001).

A origem antropogênica de crostas de sais em sepulturas de arenito foi contemplada no artigo de 2004 publicado por R. Prikryl, J. Svobodová, K. Žák e D. Hradil. Os pesquisadores demonstraram a influência da composição da rocha e da poluição atmosférica sobre a formação secundária de sais (PRIKRYL et al., 2004). O papel do gesso para o intemperismo de monumentos foi descrita em um artigo de 2007 sobre a deterioração de monumentos e construções diante da formação de sulfatos (CHAROLA; PUHRINGER; STEIGER, 2007), publicado por A. E. Charola, J. Pühringer e M. Steiger.

Os pesquisadores C. Cardell, D. Benavente e J. Rodríguez-Gordillo publicaram um estudo sobre o intemperismo de construções feitas de calcário (CARDELL; BENAVENTE; RODRIGUEZ-GORDILLO, 2008). Eles apresentaram uma caracterização da intemperização do calcário sob micro e macro escala. O artigo sobre crostas negras em construções de calcário de G. Montana, L. Randazzo, I. A. Oddo e M. Valenza, também publicado em 2008, apresentou a influência da poluição atmosférica sobre o intemperismo de construções de calcário (MONTANA et al., 2008).

Em 2010, os pesquisadores S. Kramar, M. Urosevic, H. Pristacz e B. Mirtič publicaram um estudo direcionado as principais fases secundárias resultantes da intemperização de construções feitas de calcário (KRAMAR et al., 2010). Uma caracterização mineralógica, química e petrográfica de crostas negras em monumentos e construções de rochas foi apresentada por D. Barca, C. M. Belfiore, G. M. Crisci, M. F. La Russa, A. Pezzino e S. A. Ruffolo, em um artigo de 2011 sobre a formação de crostas negras em construções históricas (BARCA et al., 2011).

Os pesquisadores S. Kramar, B. Mirtič, K. Knöller e N. Rogan-Šmuc publicaram, no mesmo ano, um artigo sobre intemperismo em construções históricas (KRAMAR et al., 2011). Eles concluíram que sais solúveis são as principais formas secundárias da intemperização de construções de calcário. O estudo de V. Matović, S. Erić, A. Kremenović, P. Colomban, D. Srećković-atoćanin e N. Matović sobre crostas negras em construções, publicado em 2012, propôs que a formação de crostas negras são um dos principais processos intemperizantes de construções de granito (MATOVIC et al., 2012).

O artigo de C. P. Răcățianu e M. Bene sobre a formação de crostas negras em construções de rocha (RĂCĂȚIANU; BENE, 2013) relatou os três principais tipos de intemperização das construções históricas na Romênia. O artigo publicado em 2013 por I. Popișter, Z. Slížková, M. Havelcová, I. Sýkorová e A. Zeman sobre os efeitos da poluição do ar para o intemperismo de monumentos (POPIȘTER et al., 2013) descreveu a atuação da poluição atmosférica sobre o intemperismo de estátuas feitas de rocha.

Em 2014, M. Marszałek, Z. Alexandrowicz e G. Rzepa publicaram um artigo sobre a composição das crostas negras em construções de arenito em um ambiente urbano. O artigo apresentou uma caracterização mineralógica e química de crostas provenientes da intemperização do arenito (MARSZALEK; ALEXANDROWICZ; RZEPA, 2014). A composição química de superfícies intemperizadas de monumentos históricos foi apresentada no artigo de 2014 publicado por P. Fermo, R. G. Turrion, M. Rosa e A. Omegna. Os

pesquisadores demonstraram a existência do gesso como o principal constituinte inorgânico secundário resultante da intemperização de monumentos históricos (FERMO et al., 2015).

O artigo de T. RIVAS S. Pozo e M. Paz sobre crostas negras em construções históricas feitas de granito (RIVAS; POZO; PAZ, 2014) demonstrou que a emissão de gases dos combustíveis fósseis está diretamente correlacionada à formação de crostas intemperizadas no granito. A composição e a dinâmica de formação de produtos da intemperização de construções de rocha foram descritas em um artigo de 2015 sobre a formação de crostas negras em monumentos e construções históricas (RUFFOLO et al., 2015), publicado por S. A. Ruffolo.

2.6.1.6 LCGS – Biologia do saprolito

O artigo relacionado ao controle microbiológico sobre a dissolução de silicatos de F. K. Hiebert e P. C. Bennett, publicado em 1992, demonstrou a atuação de ácidos orgânicos liberados pelo metabolismo microbiológico sobre a mobilidade de alumínio e sílica da superfície de minerais (HIEBERT; BENNETT, 1992). O intemperismo biológico da rocha foi contemplado no artigo de 1995 publicado por D. McCarroll e H. Viles. Os pesquisadores demonstraram a colonização e a influência de microrganismos sobre o intemperismo da rocha (MCCARROLL; VILES, 1995).

O artigo de W. W. Barker e J. F. Banfield de 1996 sobre a atuação de atividades biológicas e não biológicas para as reações de intemperismo (BARKER; BANFIELD, 1996) demonstrou a atuação do intemperismo biofísico e bioquímico sobre a dissolução de minerais durante a formação do saprolito. A influência da atividade biológica para o ciclo de carbonatos e silicatos durante a intemperização do basalto foi descrita em um artigo de 1999 sobre a relação organismo-ambiente para a intemperização de rochas (BRADY et al., 1999), publicado por P. V. Brady, R. I. Dorn, A. J. Brazel, J. Clark, R. B. Moore e T. Glidewell.

O artigo sobre intemperismo da rocha induzido por microrganismos de J. Chen, H. P. Blume e L. Beyer, publicado em 2000, apresentou os processos químicos e físicos relacionados à aceleração do intemperismo das rochas pela ação de microrganismos (CHEN; BLUME; BEYER, 2000). No mesmo ano, os pesquisadores P. Adamo e P. Violante publicaram um estudo direcionado a biogeofísica e biogeoquímica relacionada à bioformação de minerais secundários durante a formação de saprolitos (ADAMO; VIOLANTE, 2000).

A atuação de líquens sobre a dissolução geoquímica da rocha foi apresentada por R. Aghamiri e D. W. Schwartzman, em um artigo de 2002 sobre as taxas do intemperismo de

rochas cristalinas por líquens (AGHAMIRI; SCHWARTZMAN, 2002). Os pesquisadores J. M. Arocena, L. P. Zhu e K. Hall publicaram, no ano seguinte, um artigo sobre atividade biológica em saprolito de granito (AROCENA; ZHU; HALL, 2003). Eles concluíram que a formação de micro-saprolitos também resulta da atuação de microrganismos durante o intemperismo inicial do granito.

O estudo de J. M. Arocena, T. Siddique, R. W. Thring e S. Kapur sobre técnicas para a investigação da atuação do microrganismo durante o intemperismo, publicado em 2007, revelou o papel do microrganismo sobre a formação de minerais secundários durante a formação do saprolito (AROCENA et al., 2007). Três anos depois, o artigo de H. L. Buss, R. Mathur, A. F. White e S. L. Brantley sobre fluxos de nutrientes e atividade biológica no saprolito (BUSS et al., 2010) descreveu a influência da atividade biológica sobre o ciclo do ferro e do fósforo no saprolito.

O artigo publicado em 2012 por A. Lapanje, C. Wimmersberger, G. Furrer, I. Brunner e B. Frey sobre a influência da atividade de bactérias aeróbicas para a dissolução do granito (LAPANJE et al., 2012) descreveu os processos biológicos chaves para o intemperismo inicial do granito. Em 2014, F. Bartoli, A. C. Municchia, Y. Futagami, H. Kashiwadani, K. H. Moon e G. Caneva publicaram um artigo sobre a colonização biológica em ruínas. O artigo apresentou o balanço entre a biodeterioração e biopreservação relacionados a microrganismos em ruínas históricas de rochas (BARTOLI et al., 2014).

2.6.1.7 LCGS – Química do saprolito

Os artigos publicados por M. A. Velbel entre 1985 e 1993 sobre taxas do intemperismo apresentaram respectivamente: (1) a relação entre geoquímica e intemperismo (VELBEL, 1985a); (2) a hidrogeoquímica envolvida na liberação de elementos químicos durante o intemperismo da rocha (VELBEL, 1985b); (3) as taxas de intemperismo para anfibólitos durante a formação do regolito (VELBEL, 1992); (4) a constatação para a taxa de alteração de minerais silicatados (VELBEL, 1993a) e (5) a geoquímica envolvida durante a intemperização da rocha e a consequente regolitogênese (VELBEL, 1993c).

O desenvolvimento de paleo-saprolitos foi relatado no artigo de 2002 publicado por M. R. Islam, V. Peuraniemi, R. Aario e S. Rojstaczer. Os pesquisadores demonstraram a influência de um paleoambiente sobre processos geoquímicos existentes no saprolito (ISLAM et al., 2002). Dois anos depois, o artigo de B. P. Wen, N. S. Duzgoren-Aydin e A. Aydin sobre a geoquímica de saprolitos em regiões declivosas (WEN; DUZGOREN-AYDIN;

AYDIN, 2004) demonstrou a acumulação de elementos terras raras (ETR) durante a evolução do intemperismo do saprolito em declividade.

A adsorção de ânions no saprolito foi descrita em um artigo de 2004 sobre a dinâmica de ânions entre as fases sólidas e líquidas do saprolito (MCVAY et al., 2004), publicado por K. A. McVay, D. E. Radcliffe, L. T. West e M. L. Cabrera. No mesmo ano, os pesquisadores S. G. Driese e L. D. McKay publicaram um estudo sobre transporte e retenção de colóides no saprolito (DRIESE; MCKAY, 2004). Eles demonstraram evidências da retenção de colóides nas rugosidades de microssistemas de fraturas existentes no saprolito.

O artigo sobre isótopos de silício em saprolitos de granito de K. Ziegler, O. A. Chadwick, A. F. White e M. A. Brzezinski, publicado em 2005, apresentou a influência do saprolito sobre o ciclo do silício no ambiente (ZIEGLER et al., 2005). Em 2012, o pesquisador H. Tsuji publicou um estudo direcionado a importância da mineralogia e geoquímica do saprolito para a regolitosfera (TSUJI, 2012).

O fluxo de elementos e a taxa de formação do saprolito foram apresentados por J. J. Braun em parceria com outros dez pesquisadores em um artigo de 2012 sobre geoquímica e formação de saprolitos (BRAUN et al., 2012). Os pesquisadores P.-D. Ndjigui, M. F. B. Badinane, B. Nyeck, H. P. K. Nandjip e P. Bilong publicaram em 2013 um artigo sobre as características mineralógicas e químicas do saprolito (NDJIGUI et al., 2013). No mesmo ano, o artigo de Z. M. Yusoff, B. T. Ngwenya e I. Parsons sobre a dinâmica de ETR durante o intemperismo em profundidade (YUSOFF; NGWENYA; PARSONS, 2013) descreveu o comportamento de ETR durante o desenvolvimento de saprolitos provenientes de granitos sob um clima tropical.

2.6.2 LCGS – SSE

O artigo publicado em 1997 por R. Rieder, H. Wänke, T. Economou e A. Turkevich sobre a química de regolitos marcianos (RIEDER et al., 1997) descreveu a composição elementar do sistema sedimento-saprolito de Marte. Em 2001, T. Economou publicou um artigo sobre a química do sistema rocha-regolito de Marte. O artigo relatou uma elevada concentração de sílica, sulfatos e ferro, assim como baixa concentração de magnésio no manto do intemperismo marciano (ECONOMOU, 2001).

A existência de gelo em regolitos marcianos foi contemplada no artigo de 2004 publicado por Z. A. Arp, D. A. Cremers, R. C. Wiens, D. M. Wayne, B. Sallé e S. Maurice. Os pesquisadores apresentaram uma análise elementar de amostras dos regolitos presentes nas

regiões polares de Marte (ARP et al., 2004). Três anos depois, o artigo de V. Chevrier e P. E. Mathé sobre mineralogia e evolução da superfície marciana (CHEVRIER; MATHE, 2007) apresentou uma revisão sobre a evolução mineralógica do sistema sedimento-saprolito do planeta e descreve a existência de intemperismo associado à hidrotermalismo. O intemperismo é descrito como o agente responsável pela evolução da paisagem.

A morfologia, a mineralogia e a química da superfície marciana foram descritas em um artigo de 2011 sobre o histórico de atividade termais em Marte (BARATOUX et al., 2011), publicado por D. Baratoux, M. J. Toplis, M. Monnereau e O. Gasnault. Dois anos depois, o pesquisador P.-Y. Meslin em parceria com mais de 30 outros pesquisadores publicaram um estudo sobre a origem de regolitos em Marte (MESLIN et al., 2013). Eles identificaram duas estruturas de regolitos: (1) regolitos máficos com grana fina e (2) regolitos félsicos com grana grossa.

O pesquisador C. Fabre em parceria com outros onze pesquisadores publicaram um estudo direcionado ao intemperismo em Marte (FABRE et al., 2014). Eles apresentaram um estudo sobre a composição química e mineralógica do sistema rocha-regolito do planeta. No mesmo ano, os componentes de regolitos marcianos e suas interações com as condições ambientais do planeta foram descritos por J. Jänchen, A. Bauermeister, N. Feyh, J.-P. De Vera, P. Rettberg, H.-C. Flemming e U. Szewzyk, em um artigo que apresentou uma simulação do ambiente propício para formação de sistemas sedimento-saprolitos em Marte (JAENCHEN et al., 2014).

Em 2015, o artigo sobre a composição das partículas constituintes de regolitos marcianos de A. Cousin em parceria com outros 28 pesquisadores, apresentou um estudo pioneiro sobre a origem e composição do manto do intemperismo de Marte (COUSIN et al., 2015).

2.7 Considerações finais

Quão longe a saprolitologia pode nos levar? Certamente, muito além das instituições, das obras científicas e dos pesquisadores descritos acima. A saprolitologia pode estar implícita nas pesquisas desenvolvidas por alguns dos leitores desta tese ou em outras incontáveis pesquisas realizadas em todo o mundo. Os saprolitólogos podem ser encontrados em diversas áreas da ciência, suas pesquisas podem estar relacionadas à conservação de monumentos históricos ou à intemperização da superfície de planetas distantes. A contemplação do estado da arte da saprolitologia leva-nos a sugerir que:

1. A saprolitologia está presente implicitamente em trabalhos científicos historicamente publicados em todo o mundo;
2. A saprolitologia apresenta duas vertentes denominadas escola francesa de saprolitologia e escola norte estadunidense de saprolitologia;
3. Conceitos históricos interessantes ao estudo dos saprolitos podem ser identificados em obras científicas que constituem o estado da arte da saprolitologia;
4. Alguns trabalhos científicos relacionados à saprolitologia podem ser agrupados em centros geográficos de estudos do saprolito como CCLEU e o CER, outros igualmente importantes constituem a LCGS;
5. Os trabalhos científicos relacionados à saprolitologia podem ser agrupados em nove linhas de pesquisa saprolitológica denominadas saprolitogênese ou Gênese do saprolito, morfologia do saprolito, classificação do saprolito, mineralogia do saprolito, física do saprolito, implicações ambientais do saprolito, implicações antropológicas do saprolito, química do saprolito e biologia do saprolito;
6. As linhas de pesquisas saprolitológicas estão divididas em duas sublinhas denominadas SST e SSE. A saprolitologia deve então contemplar o estudo de saprolitos existentes no planeta terra, assim como em outros corpos celestes;
7. A consolidação da saprolitologia e o conseqüente incentivo aos estudos saprolitológicos serão necessários para o total entendimento do manto do intemperismo.

A saprolitologia não deverá ser mais considerada implícita em futuras obras científicas que abordarem este tema. Ela foi aqui parcialmente revelada, alguns conceitos foram sugeridos e suas linhas de pesquisa propostas. Críticas e sugestões serão essenciais para a implementação da saprolitologia. Esta tese é uma pequena contribuição para este processo, um singelo manifesto saprolitológico.

Neste século, outras obras científicas discutindo o estabelecimento da saprolitologia devem ser publicadas, principalmente as relacionadas à escola francesa de saprolitologia. Outros pesquisadores que contribuíram para o estudo dos saprolitos devem ser citados, outros centros da saprolitologia devem ser reconhecidos e outros conceitos saprolitológicos devem ser propostos. Congressos multidisciplinares sobre o tema devem ser implementados e grupos internacionais de saprolitólogos devem ser formados.

Referências

- ABRAMSON, L.W.; HANSMIRE, W.H.; BOYCE, G.M. Performance of tunnel portals in weathered rock. **International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts**, Amsterdam, v. 30, n. 7, p. 1449-1452, Dec. 1993.
- ADAMO, P.; VIOLANTE, P. Weathering of rocks and neogenesis of minerals associated with lichen activity. **Applied Clay Science**, Amsterdam, v. 16, n. 5/6, p. 229-256, May 2000.
- AGHAMIRI, R.; SCHWARTZMAN, D.W. Weathering rates of bedrock by lichens: a mini watershed study. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 188, n. 3/4, p. 249-259, Sept. 2002.
- ANAND, R.R. Evolution, classification and use of ferruginous regolith in gold exploration, Yilgarn Craton, Western Australia. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 3, p. 221-236, 2001.
- ANAND, R.R.; BUTT, C.R.M. A guide for mineral exploration through the regolith in the Yilgarn Craton, Western Australia. **Australian Journal of Earth Sciences**, Sydney, v. 57, n. 8, p. 1015-1114, 2010.
- ANAND, R.R.; GILKES, R.J. Mineralogical and chemical properties of weathered magnetite grains from lateritic saprolite. **Journal of Soil Science**, Amsterdam, v. 35, n. 4, p. 559-567, 1984a.
- _____. Weathering of hornblende, plagioclase and chlorite in meta-dolerite, Australia. **Geoderma**, Amsterdam, v. 34, n. 3/4, p. 261-280, 1984b.
- _____. Weathering of ilmenite in a lateritic pallid zone. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 32, n. 5, p. 363-374, 1984c.
- ANAND, R.R.; PAINE, M. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. **Australian Journal of Earth Sciences**, Sydney, v. 49, n. 1, p. 3-162, Feb. 2002.
- ANAND, R.R.; GILKES, R.J.; ARMITAGE, T.M.; HILLYER, J.W. Feldspar weathering in lateritic saprolite. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 33, n. 1, p. 31-43, 1985.
- ANAND, R.R.; WILDMAN, J.E.; VARGA, Z.S.; PHANG, C. Regolith evolution and geochemical dispersion in transported and residual regolith - Bronzewing gold deposit. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 3, p. 265-276, 2001.

ANDO, S.; GARZANTI, E.; PADOAN, M.; LIMONTA, M. Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: A catalog for optical analysis. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 280, p. 165-178, Dec. 2012.

AREL, E.; TUGRUL, A. Weathering and its relation to geomechanical properties of Cavusbasi granitic rocks in Northwestern Turkey. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 60, n. 2, p. 123-133, 2001.

ARIKAN, F.; ULUSAY, R.; AYDIN, N. Characterization of weathered acidic volcanic rocks and a weathering classification based on a rating system. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 66, n. 4, p. 415-430, Nov. 2007.

AROCENA, J.M.; SIDDIQUE, T.; THRING, R.W.; KAPUR, S. Investigation of lichens using molecular techniques and associated mineral accumulations on a basaltic flow in a Mediterranean environment. **Catena**, Amsterdam, v. 70, n. 3, p. 356-365, Aug. 2007.

AROCENA, J.M.; ZHU, L.P.; HALL, K. Mineral accumulations induced by biological activity on granitic rocks in Qinghai Plateau, China. **Earth Surface Processes and Landforms**, London, v. 28, n. 13, p. 1429-1437, Dec. 2003.

ARP, Z.A.; CREMERS, D.A.; WIENS, R.C.; WAYNE, D.M.; SALLE, B.A.; MAURICE, S. Analysis of water ice and water ice/soil mixtures using laser-induced breakdown spectroscopy: Application to Mars polar exploration. **Applied Spectroscopy**, Amsterdam, v. 58, n. 8, p. 897-909, Aug. 2004.

ARSLAN, M.; KADIR, S.; ABDIOGLU, E.; KOLAYLI, H. Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. **Clay Minerals**, Amsterdam, v. 41, p. 597-617, 2006.

AYDIN, A. Stability of saprolitic slopes: nature and role of field scale heterogeneities. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 6, n. 1, p. 89-96, 2006.

AYDIN, A.; EGELI, I. Stability of slopes cut in metasedimentary saprolites in Hong Kong. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 60, n. 4, p. 315-319, 2001.

BANFIELD, J.F.; EGGLETON, R.A. Analytical transmission electron-microscope studies of plagioclase, muscovite, and k-feldspar weathering. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 38, n. 1, p. 77-89, Feb. 1990.

BARATOUX, D.; TOPLIS, M.J.; MONNEREAU, M.; GASNAULT, O. Thermal history of Mars inferred from orbital geochemistry of volcanic provinces. **Nature**, London, v. 472, n. 7343, p. 338-335, Apr. 2011.

BARCA, D.; BELFIOR, C.M.; CRISCI, G.M.; LA RUSSA, M.F.; PEZZINA, A.; RUFFOLO, S.A. A new methodological approach for the chemical characterization of black crusts on building stones: a case study from the Catania city centre (Sicily, Italy). **Journal of Analytical Atomic Spectrometry**, London, v. 26, n. 5, p. 1000-1011, 2011.

- BARKER, W.W.; BANFIELD, J.F. Biologically versus inorganically mediated weathering reactions: relationships between minerals and extracellular microbial polymers in lithobiontic communities. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 132, n. 1/4, p. 55-69, Oct. 1996.
- BARTOLI, F.; MUNICCHIA, A.C.; FUTAGAMI, Y.; KASHIWADANI, H.; MOON, K.H.; CANEVA, G. Biological colonization patterns on the ruins of Angkor temples (Cambodia) in the biodeterioration vs bioprotection debate. **International Biodeterioration & Biodegradation**, Amsterdam, v. 96, p. 157-165, Dec. 2014.
- BASU, A.; CELESTINO, T.B.; BORTOLUCCI, A.A. Evaluation of rock mechanical behaviors under uniaxial compression with reference to assessed weathering grades. **Rock Mechanics and Rock Engineering**, Vienna, v. 42, n. 1, p. 73-93, Feb. 2009.
- BECKER, G.F. **A reconnaissance of the goldfields of the southern Appalachians**. Lansing: Universidade de Michigan; U.S. Government Printing Office, 1895. 85 p.
- BEGONHA, A. Mineralogical study of the deterioration of granite stones of two Portuguese churches and characterization of the salt solutions in the porous network by the presence of diatoms. **Materials Characterization**, Amsterdam, v. 60, n. 7, p. 621-635, 2009.
- BEGONHA, A.; SEQUEIRA BRAGA, M.A. Weathering of the Oporto granite: geotechnical and physical properties. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 57-76, 2002.
- BERNASCONI, S.M.; BAUDER, A.; BOURDON, B.; BRUNNER, I.; BUNEMANN, E. Chemical and biological gradients along the damma glacier soil chronosequence, Switzerland. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 10, n. 3, p. 867-883, 2011.
- BERNASCONI, S.M.; CHRISTI, I.; HAJDAS, I.; ZIMMERMANN, S.; HAGEDOM, F. Weathering, soil formation and initial ecosystem evolution on a glacier forefield: a case study from the Damma Glacier, Switzerland. **Mineralogical Magazine**, London, v. 72, n. 1, p. 19-22, 2008.
- BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: The Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, Amsterdam, v. 93, p. 18-28, 2012.
- BILONG, P. Features of ferrallitic soils with plinthite and petroplinthite formed on acid rocks in the forest area of southern Cameroon: comparison with soils formed on basic rocks. **Cahiers - ORSTOM, Serie Pedologie**, Paris, v. 27, n. 2, p. 203-224, 1992.
- BIRD, M.I.; CHIVAS, A.R. Geomorphic and paleoclimatic implications of an oxygen-isotope chronology for Australian deeply weathered profiles. **Australian Journal of Earth Sciences**, Sydney, v. 40, n. 4, p. 345-358, Aug. 1993.
- BOHM, C.B.; KUNG, A.; ZEHNDER, K. Salt crystal intergrowth in efflorescence on historic building. **Chimia**, Bern, v. 55, n. 11, p. 996-1001, 2001.

BORIE-PETER, M.; RISS, J.; MALLET, C.; AUBIE, S. Morphological image analysis of alterite of regional extent in south west french atlantic coast. In: INTERNATIONAL CONGRESS FOR MATHEMATICAL GEOLOGY: QUANTITATIVE GEOLOGY FROM MULTIPLE SOURCES, 11., 2006, Liege. **Proceedings..** Liege: Belgium: International Association for Mathematical Geology, p. 65-70, 2006.

BORRELLI, L.; PERRI, F.; CRITELLI, S.; GULLA, G. Minero-petrographical features of weathering profiles in Calabria, southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 92, p. 196–207, 2012.

_____. Characterization of granitoid and gneissic weathering profiles of the Mucone River basin (Calabria, southern Italy). **Catena**, Amsterdam, v. 113, p. 325–340, 2014.

BOULANGÉ, B. Aluminium concentration in a bauxite derived of granite (Ivory Coast): relative and absolute accumulations. **Travaux**, Bucharest, v. 13, n. 18, p. 109-120, 1983.

BOURENNANE, H.; SALVADOR-BLANES, S.; CORNU, S.; KING, D. Scale of spatial dependence between chemical properties of topsoil and subsoil over a geologically contrasted area (Massif central, France). **Geoderma**, Amsterdam, v. 112, n. 3/4, p. 235-251, Mar./Apr. 2003.

BRADY, P.V.; DORN, R.I.; BRAZEL, A.J.; CLARK, J.; MOORE, R.B.; GLIDEWELL, T. Direct measurement of the combined effects of lichen, rainfall, and temperature on silicate weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 63, n. 19/20, p. 3293-3300, Oct. 1999.

BRAND, N.W.; BUTT, C.R.M. Weathering, element distribution and geochemical dispersion at Mt Keith, Western Australia: Implication for nickel sulphide exploration. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 4, p. 391-407, 2001.

BRAUN, J.-J.; MARECHAL, J.-C.; RIOTTE, J.; BOEGLIN, J.-L.; BEDIMO, J.-P.B. Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain (Nsimi, South Cameroon). **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 99, p. 243-270, Dec. 2012.

BRONGER, A. Time dependence of the rate and direction of mineral weathering and clay mineral formation with special consideration to kaolinites. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, Ciudad del Mexico, v. 24, n. 3, p. 510-523, 2007.

BRUNNER, I.; PLOTZE, M.; RIEDER, S.; ZUMSTEG, A.; FURRER, G.; FREY, B. Pioneering fungi from the Damma glacier forefield in the Swiss Alps can promote granite weathering. **Geobiology**, London, v. 9, n. 3, p. 266-279, 2011.

BUOL, S.W. Saprolite-regolith taxonomy: an approximation. In: CREMEENS, D.L.; BROWN, R.B.; HUDDLESTON, J.H (Ed.). **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 119-132. (Special Publication, 34).

BUOL, S.W.; WEED, S.B. Saprolite-soil transformations in the Piedmont and Mountains of North Carolina. **Geoderma**, Amsterdam, v. 51, n. 1/4, p. 15–28, 1991.

- BUOL, S.W.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Physical, chemical, and morphological properties of some regoliths in North Carolina. **Southeastern Geology**, Tallahassee, v. 39, n. 3/4, p. 151-160, 2000.
- BUSS, H.L.; MATHUR, R.; WHITE, A.F.; BRANTLEY, S.L. Phosphorus and iron cycling in deep saprolite, Luquillo Mountains, Puerto Rico. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 269, p. 52-61, 2010.
- BUTT, C.R.M. Granite weathering and silcrete formation on the yilgarn block, western-Australia. **Australian Journal of Earth Sciences**, Sydney, v. 32, n. 4, p. 415-432, Dec. 1985.
- BUTT, C.R.M.; ZEEGERS, H. Classification of geochemical-exploration models for tropically weathered terrains. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v. 32, n. 1/3, p. 65-74, Apr. 1989.
- BUTT, C.R.M.; LINTERN, M.J.; ANAND, R.R. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain: implications for geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 16, n. 3/4, p. 167-183, June 2000.
- CADY, J.G. Rock weathering and soil formation in the North Carolina Piedmont Region. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 15, p. 337-342, 1951.
- CALVERT, C.S.; BUOL, S.W.; WEED, S.B. Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont: I. Profile morphology, chemical composition, and mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 1096-1103, 1980a.
- _____. Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont: II. Feldspar alteration products-their transformations through the profile. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 1104-1112, 1980b.
- CALVO, R.M.; GARCIA-RODEJA, E.; MACIAS, F. Mineralogical variability in weathering microsystems of a granitic outcrop of Galicia (Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 10, n. 3, p. 225-236, 1983.
- CARDELL, C.; BENAVENTE, D.; RODRIGUEZ-GORDILLO, J. Weathering of limestone building material by mixed sulfate solutions: characterization of stone microstructure, reaction products and decay forms. **Materials Characterization**, Amsterdam, v. 59, n. 10, p. 1371-1385, Oct. 2008.
- CARRIER, W.D. Particle size distribution of lunar soil. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, Reston, v. 129, n. 10, p. 956-959, Oct. 2003.
- CERTINI, G.; WILSON, M.J.; HILLIER, S.J.; FRASER, A.R.; DELBOS, E. Mineral weathering in trachydacitic-derived soils and saprolites involving formation of embryonic halloysite and gibbsite at Mt. Amiata, Central Italy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 133, p. 173-190, 2006.

CERYAN, S.; TUDES, S.; CERYAN, N. A new quantitative weathering classification for igneous rocks. **Environmental Geology**, Verlag, v. 55, n. 6, p. 1319-1336, Sept. 2008a.

_____. Influence of weathering on the engineering properties of Harsit granitic rocks (NE Turkey). **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 67, n. 1, p. 97-104, Feb. 2008b.

CHAROLA, A.E.; PUHRINGER, J.; STEIGER, M. Gypsum: a review of its role in the deterioration of building materials. **Environmental Geology**, New York, v. 52, n. 2, p. 207-220, Mar. 2007.

CHEN, J.; BLUME, H.P.; BEYER, L. Weathering of rocks induced by lichen colonization - a review. **Catena**, Amsterdam, v. 39, n. 2, p. 121-146, Mar. 2000.

CHEVRIER, V.; MATHE, P.E. Mineralogy and evolution of the surface of Mars: a review. **Planetary and Space Science**, Amsterdam, v. 55, n. 3, p. 289-314, Feb. 2007.

CHIU, C.F.; NG, C.W.W. Relationships between chemical weathering indices and physical and mechanical properties of decomposed granite. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 179, p. 76-89, Sept. 2014.

CLEMENTE, C.A.; AZEVEDO, A.C. Mineral weathering in acid saprolites from subtropical, Southern Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 64, n. 6, p. 601-607, 2007.

COLWELL, J.E.; BATISTE, S.; HORANYI, M.; ROBERTSON, S.; STURE, S. Lunar surface: dust dynamics and regolith mechanics. **Reviews of Geophysics**, San Francisco, v. 45, n. 2, p. 1-13, June 2007.

COURREGES-BLANC, M.; MAIRE, R. Ghost rock alteration of Oligocene limestones in Medoc, Gironde (France), petrographic and micromorphologic study. **Geologica Belgica**, Bruxelles, v. 17, n. 1, p. 9-16, 2014.

COUSIN, A.; MESLIN, P.Y.; WIENS, R.C.; RAPIN, W.; MANGOLD, N. Compositions of coarse and fine particles in martian soils at gale: a window into the production of soils. **Icarus**, Amsterdam, v. 249, p. 22-42, Mar. 2015.

CREMEENS, D.L.; BROWN, R.B.; HUDDLESTON, J.H. **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. 136 p. (Special Publication, 34).

DE KIMPE, C.R.; DEJOU, J.; CHEVALIER, Y. Magnetic susceptibility of a saprolite and a soil profile developed on pyroxenite at Mont-Saint-Bruno, Quebec, Canada. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 81, n. 2, p. 185-192, May 2001.

DE OLIVEIRA, M.T.G.; FORMOSO, M.L.L.; DA COSTA, M.I.; MEUNIER, A. The titanomagnetite to titanomaghemite conversion in a weathered basalt profile from southern Parana Basin, Brazil. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 50, n. 4, p. 478-493, Aug. 2002.

DE OLIVEIRA, M.T.G.; FORMOSO, M.L.L.; TRESCASES, J.J.; MEUNIER, A. Clay mineral facies and lateritization in basalts of the southeastern Parana Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 11, n. 4, p. 365-377, July 1998.

DEARMAN, W.R.; BAYNES, F.J.; IRFAN, T.Y. Engineering grading of weathered granite. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 12, p. 345-374, 1978.

DERE, A.L.; WHITE, T.S.; APRIL, R.H.; REYNOLDS, B.; MILLER, T.E. Climate dependence of feldspar weathering in shale soils along a latitudinal gradient. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 122, p. 101-126, Dec. 2013.

DIXON, J.L.; HEIMSATH, A.M.; AMUNDSON, R. The critical role of climate and saprolite weathering in landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, London, v. 34, p. 1507–1521, 2009.

DRIESE, S.G.; MCKAY, L.D. Epi-fluorescence micromorphology of saprolite reveals evidence for colloid retention in microscale pore systems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 121, n. 1-2, p. 143-152, July 2004.

DUBOIS, C.; QUINIF, Y.; BAELE, J.-M.; DAGRAIN, F.; DECEUSTER, J.; KAUFMANN, O. The evolution of the mineralogical and petrophysical properties of a weathered limestone in southern Belgium. **Geologica Belgica**, Bruxelles, v. 17, n. 1, p. 1-8, 2014.

DÜMIG, A.; SMITTENBERG, R.; KÖGEL-KNABNER, I. Concurrent evolution of organic and mineral components during initial soil development after retreat of the Damma glacier, Switzerland. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 1/2, p. 83-94, 2011.

ECONOMOU, T. Chemical analyses of martian soil and rocks obtained by the Pathfinder Alpha Proton X-ray spectrometer. **Radiation Physics and Chemistry**, Amsterdam, v. 61, n. 3-6, p. 191-197, June 2001.

ESPERSCHÜTZ, J.; PEREZ-DE-MORA, A.; SCHREINER, K.; WELZL, G.; BUEGGER, F. Microbial food web dynamics along a soil chronosequence of a glacier forefield. **Biogeosciences**, Bern, v. 8, n. 11, p. 3283-3294, 2011.

FABRE, C.; COUSIM, A.; WIENS, R.C.; OLLILA, A.; GASNAULT, O. In situ calibration using univariate analyses based on the onboard ChemCam targets: first prediction of Martian rock and soil compositions. **Spectrochimica Acta Part B-Atomic Spectroscopy**, Amsterdam, v. 99, p. 34-51, Sept. 2014.

FERMO, P.; TURRION, R.G.; ROSA, M.; OMEGNA, A. A new approach to assess the chemical composition of powder deposits damaging the stone surfaces of historical monuments. **Environmental Science and Pollution Research**, Berlin, v. 22, n. 8, p. 6262-6270., 2015.

FERNANDEZ-CALIANI, J.C.; CANTANO, M. Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in South-West Spain Mineralogical and geochemical inferences from a relict paleosol. **Catena**, Amsterdam, v. 80, n. 1, p. 23-33, Jan. 2010.

FOOKES, P.G.; DEARMAN, W.R.; FRANKLIN, J.A. Some engineering aspects of rock weathering with field examples from Dartmoor and elsewhere. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, London, v. 4, n. 3, p. 139-185, 1971.

FRANZGROTE, E.J.; PATTERSUM, J.H.; TURKEVICH, A.L.; ECONOMOU, T.E.; SOWINSKI, K.P. Chemical composition of the lunar surface in sinus medii. **Science**, New York, v. 167, n. 3917, p. 376-379, Jan. 1970.

FREY, B.; RIEDER, S.R.; BRUNNER, I.; PLOTZE, M.; KOETZSCH, S. Weathering-associated bacteria from the damma glacier forefield: physiological capabilities and impact on granite dissolution. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 76, n. 14, p. 4788-4796, 2010.

GARDNER, L.R.; KHEORUENROMNE, I.; CHEN, H.S. Isovolumetric geochemical investigation of a buried granite saprolite near Columbia, SC, U.S.A. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 42, n. 4, p. 417-424, 1978.

GEORGE, R.J. Hydraulic properties of groundwater systems in the saprolite and sediments of the wheatbelt. **Western Australia Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 130, n. 1/4, p. 251-278, 1992.

GILKES, R.J.; SUDDHIPRAKARN, A. Biotite alteration in deeply weathered granite. II. The oriented growth of secondary mineral. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 27, n. 5, p. 361-367, 1979.

GOKCEOGLU, C.; ZORLU, K.; CERYAN, S.; NEFESLIOGLU, H.A. A comparative study on indirect determination of degree of weathering of granites from some physical and strength parameters by two soft computing techniques. **Materials Characterization**, Amsterdam, v. 60, n. 11, p. 1317-1327, Nov. 2009.

GRAY, D.J.; SCHORIN, K.H.; BUTT, C.R.M. Mineral associations of platinum and palladium in lateritic regolith, Ora Banda Sill, Western Australia. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v. 57, n. 1/3, p. 245-255, Dec. 1996.

GREENWAY, D.R.; POWELL, G.E.; IRFAN, T.Y. Case history of slope design in complex weathered low grade metamorphic rock. **Geotechnical Engineering**, Reston, v. 18, n. 2, p. 145-166, 1987.

GROTT, M.; BARATOUX, D.; HAUBER, E.; SAUTTER, V.; MUSTARD, J. Long-term evolution of the martian crust-mantle system. **Space Science Reviews**, Amsterdam, v. 174, n. 1/4, p. 49-111, Jan. 2013.

GUEDRON, S.; GRIMALDI, C.; CHAUVEL, C.; SPADINI, L.; GRIMALDI, M. Weathering versus atmospheric contributions to mercury concentrations in French Guiana soils. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 21, n. 11, p. 2010-2022, Nov. 2006.

GUPTA, A.S.; RAO, K.S. Index properties of weathered rocks: inter-relationships and applicability. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 57, n. 2, p. 161-172, 1998.

GUPTA, A.S.; RAO, S.K. Weathering indices and their applicability for crystalline rocks. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 60, n. 3, p. 201-221, 2001.

GUPTA, V.; SHARMA, R. Relationship between textural, petrophysical and mechanical properties of quartzites: a case study from northwestern Himalaya. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 135, p. 1-9, May 2012.

GÖRANSSON, H.; OLDE VENTERINK, H.; BÅÅTH, E. Soil bacterial growth and nutrient limitation along a chronosequence from a glacier forefield. **Soil Biology and Biochemistry**, Amsterdam, v. 43, n. 6, p. 1333-1340, 2011.

HANSMIRE, W.H.; ABRAMSON, L.W.; BOYCE, G.M.; MIMURA, C.S. Design and performance of large tunnel constructed in saprolite. **Geo-Engineering for Underground Facilities**, San Francisco, v. 90, p. 594-609, 1999.

HEIDARI, M.; MOMENI, A.A.; NASERI, F. New weathering classifications for granitic rocks based on geomechanical parameters. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 166, p. 65-73, Nov. 2013.

HEWAWASAM, T.; von BLANCKENBURG, F.; BOUCHEZ, J.; DIXON, J.L.; SCHUESSLER, J.A.; MAEKELER, R. Slow advance of the weathering front during deep, supply-limited saprolite formation in the tropical highlands of Sri Lanka. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 118, p. 202-230, Oct. 2013.

HIEBERT, F.K.; BENNETT, P.C. Microbial control of silicate weathering in organic-rich ground-water. **Science**, New York, v. 258, n. 5080, p. 278-281, Oct. 1992.

HUANG, Y.; JIANG, F. Review of engineering geological characteristics of lunar regolith. **Journal of Tongji University. Natural Science**, Tongji, v. 41, n. 9, p. 1281-1285, 2013.

IAI, M.; GERTSCH, L. Excavation of lunar regolith with large grains by rippers for improved excavation efficiency. **Journal of Aerospace Engineering**, Reston, v. 26, n. 1, p. 97-104, Jan. 2013.

IRFAN, T.Y.; DEARMAN, W.R. The engineering petrography of a weathered granite in Cornwall, England. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, London, v. 11, n. 3, p. 233-244, 1978.

ISLAM, M.R.; PEURANIEMI, V.; AARIO, R.; ROJSTACZER, S. Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 17, n. 7, p. 885-902, July 2002.

JAENCHEN, J.; BAUERMEISTER, A.; FEYH, N.; DE VERA, J.P.; RETTBERG, P. Water retention of selected microorganisms and Martian soil simulants under close to Martian environmental conditions. **Planetary and Space Science**, Amsterdam, v. 98, p. 163-168, Aug. 2014.

JIANG, M.; SHEN, Z.; THORNTON, C. Microscopic contact model of lunar regolith for high efficiency discrete element analyses. **Computers and Geotechnics**, Amsterdam, v. 54, p. 104-116, Oct. 2013.

JIMENEZ-ESPINOSA, R.; VAZQUEZ, M.; JIMENEZ-MILLAN, J. Differential weathering of granitic stocks and landscape effects in a Mediterranean climate, Southern Iberian Massif (Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 70, n. 2, p. 243-252, July 2007.

JOLICOEUR, S.; ILDEFONSE, P.; BOUCHARD, M. Kaolinite and gibbsite weathering of biotite within saprolites and soils of Central Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, n. 3, p. 1118-1129, 2000.

KIM, Y.-J.; MOON, J.-W.; ROH, Y.; BROOKS, S.C. Mineralogical characterization of saprolite at the FRC background site in Oak Ridge, Tennessee. **Environmental Geology**, Verlag, v. 58, n. 6, p. 1301-1307, Sept. 2009.

KLOCKNER STURMER, S.L.; DINIZ DALMOLN, R.S.; AZEVEDO, A.C.; PEDRON, F.A.; MENEZES, F.P. Relationship between soil size particle distribution and saprolite morphology with water infiltration in Neossolos Regolíticos (Regossols) in the Rio Grande do Sul Plateau edge. **Ciencia Rural**, Santa Maria, v. 39, n. 7, p. 2057-2064, Oct. 2009.

KOITA, M.; JOURDE, H.; KOFFI, K.J.P.; DA SILVEIRA, K.S.; BIAOU, A. Characterization of weathering profile in granites and volcanosedimentary rocks in West Africa under humid tropical climate conditions: case of the Dimbokro Catchment (Ivory Coast). **Journal of Earth System Science**, New Delhi, v. 122, n. 3, p. 841-854, June 2013.

KRAMAR, S.; MIRTIC, B.; KNOELLER, K.; ROGAN-SMUC, N. Weathering of the black limestone of historical monuments (Ljubljana, Slovenia): oxygen and sulfur isotope composition of sulfate salts. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 26, n. 9-10, p. 1632-1638, Sept./Oct. 2011.

KRAMAR, S.; UROSEVIC, M.; PRISTACZ, H.; MIRTIC, B. Assessment of limestone deterioration due to salt formation by micro-Raman spectroscopy: application to architectural heritage. **Journal of Raman Spectroscopy**, Nalden, v. 41, n. 11, p. 1441-1448, Nov. 2010.

KRETZSCHMAR, R.; ROBARGE, W.P.; AMOOZEGAR, A. Influence of natural organic matter on colloid transport through saprolite. **Water Resources Research**, Washington, v. 31, n. 3, p. 435-445, 1995.

KRETZSCHMAR, R.; ROBARGE, W.P.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Biotite alteration to halloysite and kaolinite in soil-saprolite profiles developed from mica schist and granite gneiss. **Geoderma**, Amsterdam, v. 75, n. 3/4, p. 155-170, 1997.

LAPANJE, A.; WIMMERSBERGER, C.; FURRER, G.; BRUNNER, I.; FREY, B. Pattern of elemental release during the granite dissolution can be changed by aerobic heterotrophic bacterial strains isolated from damma glacier (Central Alps) deglaciated granite sand. **Microbial Ecology**, New York, v. 63, n. 4, p. 865-882, May 2012.

LE PERA, E.; SORRISO-VALVO, M. Weathering and morphogenesis in a mediterranean climate, Calabria, Italy. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 34, n. 3-4, p. 251-270, 2000.

LE PERA, E.; CRITELLI, S.; SORRISO-VALVO, M. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 42, n. 1, p. 1–15, 2001.

LEBEDEVA, M.I.; FLETCHER, R.C.; BALASHOV, V.N.; BRANTLEY, S.L. A reactive diffusion model describing transformation of bedrock to saprolite. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 244, n. 3/4, p. 624-645, Oct 2007.

LEI, G.H.; NG, C.W.W. Rectangular barrettes and circular bored piles in saprolites. **Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Geotechnical Engineering**, Reston, v. 160, n. 4, p. 237-242, 2007.

LI, D.F.; LEI, Y.; XU, S. N. Particular coring bit for lunar soil drilling. **Journal of China University of Geosciences**, Beijing, v. 38, suppl.1, p. 167-173, 2013.

LI, K.; AMOOZEGAR, A.; ROBARGE, W.; BUOL, S.W. Water movement and solute transport through saprolite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, n. 6, p. 1738-1745, 1997.

LIU, T.; WEI, C.; MA, L.; ZHAO, Y. Effect of large granular rocks on drilling process of lunar soils. **Chinese Journal of Geotechnical Engineering**, Reston, v. 36, n. 11, p. 2118-2126, 2014.

MANN, A.W. Hydrogeochemistry and weathering on the Yilgarn Block, Western Australia-ferrolysis and heavy metals in continental brines. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 47, n. 2, p. 181-190, 1983.

_____. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. **Economic Geology**, Littleton, v. 79, n. 1, p. 38-49, 1984.

MARQUES, E.A.G.; BARROSO, E.V.; MENEZES FILHO, A.P.; VARGAS, E.A. Weathering zones on metamorphic rocks from Rio de Janeiro: physical, mineralogical and geomechanical characterization. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 111, n. 1/4, p. 1-18, Feb. 2010.

MARSZALEK, M.; ALEXANDROWICZ, Z.; RZEPA, G. Composition of weathering crusts on sandstones from natural outcrops and architectonic elements in an urban environment. **Environmental Science and Pollution Research**, Berlin, v. 21, n. 24, p. 14023-14036, Dec. 2014.

MARTIN, R.P. Review of geological aspects of slope engineering. **HKIE Transactions Hong Kong Institution of Engineers**, Beijing, v. 10, n. 3, p. 26-33, 2003.

MATOVIC, V.; ERIC, S.; KREMENOVIC, A.; COLOMBAN, P.; SRECKOVIC-BATOCANIN, D.; MATOVIC, N. The origin of syngenite in black crusts on the limestone monument King's Gate (Belgrade Fortress, Serbia) - the role of agriculture fertiliser. **Journal of Cultural Heritage**, Amsterdam, v. 13, n. 2, p. 175-186, Apr./June 2012.

MCCARROLL, D.; VILES, H. Rock-weathering by the lichen *lecidea-auriculata* in an arctic alpine environment. **Earth Surface Processes and Landforms**, London, v. 20, n. 3, p. 199-206, May 1995.

MCVAY, K.A.; RADCLIFFE, D.E.; WEST, L.T.; CABRERA, M.L. Anion exchange in saprolite. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 2, p. 668-675, May 2004.

MCKAY, L.D.; DRIESE, S.G.; SMITH, K.H.; VEPRASKAS, M.J. Hydrogeology and pedology of saprolite formed from sedimentary rock, eastern Tennessee, USA. **Geoderma**, Amsterdam, v. 126, n. 1/2, p. 27-45, May 2005.

MESLIN, P.Y.; GASNAULT, O.; FORNI, O.; SCHROEDER, S.; COUSIN, A.; BERGER, G.; CLEGG, S.M.; LASUE, J.; MAURICE, S.; SAUTTER, V. Soil diversity and hydration as observed by ChemCam at Gale Crater, Mars. **Science**, New York, v. 341, n. 6153, Sept. 2013.

MILNES, A.R.; BOURMAN, R.P.; NORTHCOTE, K.H. Field relationships of ferricretes and weathered zones in southern south-australia - a contribution to laterite studies in Australia. **Australian Journal of Soil Research**, Sydney, v. 23, n. 4, p. 441-465, 1985.

MINARD, J.P. Recent saprolite: thick saprolite has formed in northern New Jersey since the last pleistocene glacial stage. **Science**, New York, v. 129, n. 3357, p. 1206-1209, May 1959.

MIRANDA, J.G.V.; MONTERO, E.; ALVES, M.C.; GONZALEZ, A.P.; VAZQUEZ, E.V. Multifractal characterization of saprolite particle-size distributions after topsoil removal. **Geoderma**, Amsterdam, v. 134, n. 3/4, p. 373-385, Oct. 2006.

MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; MOTTA DE TOLEDO, M.C.; HIRUMA, S.T.; TAIOLI, F.; SHIMADA, H. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. **Catena**, Amsterdam, v. 85, n. 3, p. 221-230, June 2011.

MOLINA, E.; GONZALEZ, M.T.G.; ESPEJO, R. Study of paleoweathering on the spanish hercynian basement montes de toledo (Central Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 18, n. 3/4, p. 345-354, June/Aug. 1991.

MOMENI, A.A.; KHANLARI, G.R.; HEIDARI, M.; SEPAHI, A.A.; BAZVAND, E. New engineering geological weathering classifications for granitoid rocks. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 185, p. 43-51, Feb. 2015.

MONTANA, G.; RANDAZZO, L.; ODDO, I.A.; VALENZA, M. The growth of "black crusts" on calcareous building stones in Palermo (Sicily): a first appraisal of anthropogenic and natural sulphur sources. **Environmental Geology**, New York, v. 56, n. 2, p. 367-380, Nov. 2008.

MURPHY, S.F.; BRANTLEY, S.L.; BLUM, A.E.; WHITE, A.F.; DONG, H. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico: II. Rate and mechanism of biotite weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 62, n. 2, p. 227-243, 1998.

NDJIGUI, P.D.; BADINANE, M.F.B.; NYECK, B.; NANDJIP, H.P.K.; BILONG, P. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaounde, South Cameroon. **Journal of African Earth Sciences**, Amsterdam, v. 79, p. 125-142, Mar. 2013.

NORBURY, D.; HENCHER, S.; CRIPPS, J.; LUMSDEN, A. The description and classification of weathered rocks for engineering purposes - geological society engineering group working party report. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, London, v. 28, p. 207-242, Aug. 1995.

O'BRIEN, E.L.; BUOL, S.W. Physical transformations in a vertical soil-saprolite sequence. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 354-357, 1984.

OLVMO, M.; LIDMAR-BERGSTROM, K.; ERICSON, K.; BONOW, J. M. Saprolite remnants as indicators of pre-glacial landform genesis in southeast Sweden. **Geografiska Annaler Series a-Physical Geography**, New York, v. 87A, n. 3, p. 447-460, 2005.

OVERSTREET, W.C.; YATES, R.G.; GRIFFITTS, W.R. **Heavy minerals in the saprolite of the crystalline rocks in the shelby quadrangle, North Carolina**. Washington: United States Government Printing Office, 1963. 31 p. (Geological Survey Bulletin, 1162-F).

PASTORE, E.L. Peculiarities of compacted tropical silt soils as construction materials in roads. In: INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY CONGRESS, 5., 1986, Buenos Aires. **Proceedings...** Rotterdam: A.A. Balkema, 1986. v. 3, p. 1681-1685.

PATTERSON, J.H.; TURKEVICH, A.L.; FRANZGROTE, E.J.; ECONOMOU, T.E.; SOWINSKI, K.P. Chemical composition of the lunar surface in a terra region near the Crater Tycho. **Science**, New York, v. 168, n. 3933, p. 825-828, May 1970.

PAZ-FERREIRO, J.; ALVES, M.C. Revegetation and soil management effects on chemical properties of a saprolite resulting from deep soil removal. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, London, v. 43, n. 1/2, p. 387-398, 2012.

PEDRON, F.A.; FINK, J.R.; RODRIGUES, M.F.; DE AZEVEDO, A.C. Hydraulic conductivity and water retention in leptosols-regosols and saprolite derived from sandstone, Brazil. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 4, p. 1253-1262, July/Aug. 2011.

PERRI, F.; SCARCIGLIA, F.; APOLLARO, C.; MARINI, L. Characterization of granitoid profiles in the Sila Massif (Calabria, Southern Italy) and reconstruction of weathering processes by mineralogy, chemistry, and reaction path modeling. **Journal of Soils and Sediments**, Berlin, p. 1-22, 2014. In press.

PHILLIPS, D.H.; WATSON, D.B.; ROH, Y. Uranium deposition in a weathered fractured Saprolite/Shale. **Environmental Science & Technology**, Whashington, v. 41, n. 22, p. 7653-7660, Nov. 2007.

POPIȘTER, I.; SLÍŽKOVÁ, Z.; HAVELCOVÁ, M.; SÝKOROVÁ, I.; ZEMAN, A. The effects of air pollution on the statue of saint george and the dragon in cluj- napoca, Romania. **International Journal of Conservation Science**, Bucharest, v. 4, p. 563-572, 2013. Special issue.

PRICE, J.R.; VELBEL, M.A.; PATINO, L.C. Rates and time scales of clay-mineral formation by weathering in saprolitic regoliths of the southern Appalachians from geochemical mass balance. **Geological Society of America Bulletin**, Washington, v. 117, n. 5/6, p. 783-794, May/June 2005.

PRIKRYL, R.; SVOBODOVA, J.; ZAK, K.; HRADIL, D. Anthropogenic origin of salt crusts on sandstone sculptures of Prague's Charles Bridge (Czech Republic): evidence of mineralogy and stable isotope geochemistry. **European Journal of Mineralogy**, Stuttgart, v. 16, n. 4, p. 609-617, July/Aug. 2004.

PRUDÊNCIO, M.I.; SEQUEIRA BRAGA, M.A.; PAQUET, H.; WAERENBORGH, J.C.; PEREIRA, L.C.J.; GOUVEIA, M.A. Clay mineral assemblages in weathered basalt profiles from central and southern Portugal: climatic significance. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 77-89, 2002.

QUINIF, Y. Ghost-rock structures and the nature of Azé caves. **Quaternaire, Supplement**, Paris, n. 4, p. 7-14, 2011.

QUINIF, Y.; BRUXELLES, L. 'Ghost rock' weathering: processes, evolution and implications for the karstification. **Geomorphologie-Relief Processus Environnement**, Paris, n. 4, p. 349-358, Oct./Dec. 2011.

RASMUSSEN, C.; BRANTLEY, S.; RICHTER, D.B.; BLUM, A.; DIXON, J.; WHITE, A.F. Strong climate and tectonic control on plagioclase weathering in granitic terrain. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 301, n. 3/4, p. 521-530, Jan. 2011.

RAY, C.S.; REIS, S.T.; SEN, S.; O'DELL, J.S. JSC-1A lunar soil simulant: characterization, glass formation, and selected glass properties. **Journal of Non-Crystalline Solids**, Amsterdam, v. 356, n. 44/49, p. 2369-2374, Oct. 2010.

REBERTUS, R.A.; WEED, S.B.; BUOL, S.W. Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, n. 3, p. 810-819, 1986.

REINHARDT, J.; CLEAVES, E.T. Load structures at the sediment-saprolite boundary, Fall Line, Maryland. **Bulletin of the Geological Society of America**, Washington, v. 89, n. 2, p. 307-313, 1978.

RICE, T.J.B., BUOL, S.W.; WEED, S.B. Soil-saprolite profiles derived from Mafic Rocks in the North Carolina Piedmont: I. Chemical, morphological, and mineralogical characteristics and transformations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n. 1, p. 171-178, 1985.

RIEDER, R.; WANKE, H.; ECONOMOU, T.; TURKEVICH, A. Determination of the chemical composition of Martian soil and rocks: the alpha proton X ray spectrometer. **Journal of Geophysical Research-Planets**, Washington, v. 102, n. E2, p. 4027-4044, Feb. 1997.

RIVAS, T.; POZO, S.; PAZ, M. Sulphur and oxygen isotope analysis to identify sources of sulphur in gypsum-rich black crusts developed on granites. **Science of the Total Environment**, Amsterdam, v. 482, p. 137-147, June 2014.

RUEDRICH, J.; KIRCHNER, D.; SIEGESMUND, S. Physical weathering of building stones induced by freeze-thaw action: a laboratory long-term study. **Environmental Earth Sciences**, London, v. 63, n. 7/8, p. 1573-1586, Aug. 2011.

RUFFOLO, S.A.; COMITE, V.; LA RUSSA, M.F.; BELFIORE, C.M.; BARCA, D.; BONAZZA, A.; CRISCI, G.M.; PEZZINO, A.; SABBIONI, C. An analysis of the black crusts from the Seville Cathedral: a challenge to deepen the understanding of the relationships among microstructure, microchemical features and pollution sources. **Science of the Total Environment**, Amsterdam, v. 502, p. 157-166, Jan. 2015.

RĂCĂȚĂIANU, C. P.; BENEĂ, M. Crusts on the historical city wall of Cluj-Napoca, Romania. **Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences**, Bahia Mare, v. 8, n. 3, p. 15-25, 2013.

SCARCIGLIA, F.; LE PERA, E.; CRITELLI, S. Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy): from field scale to micromorphology. **Catena**, Amsterdam, v. 61, n. 1, p. 1-29, 2005.

SCARCIGLIA, F.; LE PERA, E.; VECCHIO, G.; CRITELLI, S. The interplay of geomorphic processes and soil development in an upland environment, Calabria, South Italy. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 69, n. 1/4, p. 169-190, 2005.

SCARCIGLIA, F.; SAPORITO, N.; LA RUSSA, M.F.; LE PERA, E.; MACCHIONE, M.; PUNTILLO, D.; CRISCI, G.M.; PEZZINO, A. Role of lichens in weathering of granodiorite in the Sila uplands (Calabria, southern Italy). **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 280, p. 119-134, 2012.

SCHOENEBERGER, P.J.; AMOOZEGAR, A. Directional saturated hydraulic conductivity and macropore morphology of a soil-saprolite sequence. **Geoderma**, Amsterdam, v. 46, p. 31-49, 1990.

SCHOENEBERGER, P.J.; AMOOZEGAR, A.; BUOL, S.W. Physical property variation of a soil and saprolite continuum at three geomorphic positions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, n. 5, p. 1389-1397, 1995.

SCHOENEBERGER, P.J.; WEED, S.B.; AMOOZEGAR, A.; BUOL, S.W. Color zonation associated with fractures in a felsic gneiss saprolite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 6, p. 1855-1859, 1992.

SCHOLTEN, T. Hydrology and erodibility of the soils and saprolite cover of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 247-262, 1997.

SCHOLTEN, T.; FELIX-HENNINGSEN, P.; SCHOTTE, M. Geology, soils and saprolites of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 229-246, 1997.

SCHULZ, S.; BRANKATSCHK, R.; DÜMIG, A.; KÖGEL-KNABNER, I.; SCHLOTTER, M.; ZEYER, J. The role of microorganisms at different stages of ecosystem development for soil formation. **Biogeosciences**, Bern, v. 10, n. 6, p. 3983-3996, 2013.

SEQUEIRA BRAGA, M.A.; LOPES NUNES, J.E.; PAQUET, H.; MILLOT, G. Essai sur les arènes de l'Europe atlantique. zonalité climatique. Place de l'arénisation parmi les grands systèmes mondiaux d'altération météorique. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, Paris, v. 309, n. 2, p. 1955-1962, 1989.

SEQUEIRA BRAGA, M.A.; PAQUET, H.; BEGONHA, A. Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 41-56, 2002.

SLEZAKOVA, K.; CASTRO, D.; BEGONHA, A.; DELERUE-MATOS, C.; ALVIM-FERRAZ, M.C.; MORAIS, S.; PEREIRA, M.C. Air pollution from traffic emissions in Oporto, Portugal: health and environmental implications. **Microchemical Journal**, Amsterdam, v. 99, n. 1, p. 51-59, 2011.

_____. Evaluation of atmospheric deposition and patterns of polycyclic aromatic hydrocarbons in façades of historic monuments of Oporto (Portugal). **International Journal of Environmental Analytical Chemistry**, London, v. 93, n. 10, p. 1052-1064, 2013.

STOLT, M.H.; BAKER, J.C. Strategies for studying saprolite and saprolite genesis. In: CREMEENS, D.L.; BROWN, R.B.; HUDDLESTON, J.H. (Ed.). **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 1-19. (Special Publication, 34).

STOLT, M.H.; BAKER, J.C.; SIMPSON, T.W. Micromorphology of the soil-saprolite transition zone in Hapludults of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 1067-1075, 1991.

_____. Characterization and genesis of saprolite derived from gneissic rocks of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 2, p. 531-539, 1992.

_____. Soil-landscape relationships in Virginia: I. Soil variability and parent material uniformity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 2, p. 414-421, 1993a.

_____. Soil-landscape relationships in Virginia: II. Reconstruction analysis and soil genesis. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 2, p. 422-428, 1993b.

TABOADA, T.; GARCIA, C. Pseudomorphic transformation of plagioclases during the weathering of granitic rocks in Galicia (NW Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 35, n. 2/4, p. 291-302, May 1999a.

_____. Smectite formation produced by weathering in a coarse granite saprolite in Galicia (NW Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 35, n. 2/4, p. 281-290, May 1999b.

TAYLOR, R.; TINDIMUGAYA, C.; BARKER, J.; MACDONALD, D.; KULABAKO, R. Convergent radial tracing of viral and solute transport in gneiss saprolite. **Ground Water**, Westerville, v. 48, n. 2, p. 284-294, Mar./Apr. 2010.

- TEMME, A.J.A M.; LANGE, K. Pro-glacial soil variability and geomorphic activity - the case of three Swiss valleys. **Earth Surface Processes and Landforms**, London, v. 39, n. 11, p. 1492-1499, Sept. 2014.
- THÉVENIAUT, H.; FREYSSINET, P. Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of Mont Baduel profile (French Guiana). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 148, n. 4, p. 209–231, 1999.
- TIPPER, E.T.; LEMARCHAND, E.; HINDSHAW, R.S.; REYNOLDS, B.C.; BOURDON, B. Seasonal sensitivity of weathering processes: hints from magnesium isotopes in a glacial stream. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 312/313, p. 80-92, 2012.
- TORFS, K.M.; VANGRIEKEN, R.E.; BUZEK, F. Use of stable isotope measurements to evaluate the origin of sulfur in gypsum layers on limestone buildings. **Environmental Science & Technology**, Whashington, v. 31, n. 9, p. 2650-2655, Sept. 1997.
- TRIGWELL, S.; CAPTAIN, J.; WEIS, K.; QUINN, J. Electrostatic beneficiation of lunar regolith: applications in in situ resource utilization. **Journal of Aerospace Engineering**, Reston, v. 26, n. 1, p. 30-36, Jan. 2013.
- TSUJI, H. Behavior of reduction and growth of metal in smelting of saprolite ni-ore in a rotary kiln for production of Ferro-nickel Alloy. **Isij International**, Tokyo, v. 52, n. 6, p. 1000-1009, 2012.
- TURKEVICH, A.L.; FRANZGROTE, E.J.; PATTERSON, J.H. Chemical composition of the lunar surface in mare tranquillitatis. **Science**, New York, v. 165, n. 3890, p. 277-279, July 1969.
- VELBEL, M.A. A dissolution- reprecipitation mechanism for the pseudomorphous replacement of plagioclase feldspar by clay minerals during weathering. **Sciences Geologiques - Memoire**, Paris, v. 71, p. 139-147, 1983.
- _____. Geochemical mass balances and weathering rates in forested watersheds of the southern blue ridge. **American Journal of Science**, Madson, v. 285, n. 10, p. 904-930, 1985a.
- _____. Hydrogeochemical constraints on mass balances in forested watersheds of the southern Appalachians. **The Chemistry of Weathering**, Madson, v. 149, p. 231-247, 1985b.
- _____. Influence of surface-area, surface characteristics, and solution composition on feldspar weathering rates. **Acs Symposium Series**, New York, v. 323, p. 615-634, 1986.
- _____. The distribution and significance of evaporitic weathering products on antarctic meteorites. **Meteoritics**, London, v. 23, n. 2, p. 151-159, June 1988.
- _____. Mechanisms of saprolitization, isovolumetric weathering, and pseudomorphous replacement during rock weathering: a review. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 84, n. 1/4, p. 17-18, 1990.

_____. Geochemical mass balances and weathering rates in forested watersheds of the southern blue ridge .3. Cation budgets and the weathering rate of amphibole. **American Journal of Science**, Madson, v. 292, n. 1, p. 58-78, Jan. 1992.

_____. Constancy of silicate mineral weathering-rate ratios between natural and experimental weathering - implications for hydrologic control of differences in absolute rates. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 105, n. 1/3, p. 89-99, Mar. 1993a.

_____. Temperature-dependence of silicate weathering in nature - how strong a negative feedback on long-term accumulation of atmospheric CO₂ and global greenhouse warming. **Geology**, Washington, v. 21, n. 12, p. 1059-1062, Dec. 1993b.

_____. Weathering and pedogenesis at the watershed scale - some recent lessons from studies of acid-deposition effects. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 107, n. 3/4, p. 337-339, July 1993c.

_____. Interaction of ecosystem processes and weathering processes. In: TRUDGILL, S.T. (Ed.). **Solute modeling in catchment systems**. New York: John Wiley, 1995. chap. 7, p. 193-209.

VELBEL, M.A.; BASSO, C.L.; ZIEG, M.J. The natural weathering of staurolite: Crystal-surface textures, relative stability, and the rate-determining step. **American Journal of Science**, Madson, v. 296, n. 5, p. 453-472, May 1996.

VELBEL, M.A.; LONG, D.T.; GOODING, J.L. Terrestrial weathering of antarctic stone meteorites: formation of mg-carbonates on ordinary chondrites. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 55, n. 1, p. 67-76, Jan. 1991.

VEPRASKAS, M.J.; JONGMANS, A.G.; HOOVER, M.T.; BOUMA, J. Hydraulic conductivity of saprolite as determined by channels and porous groundmass. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 932-938, 1991.

VEPRASKAS, M.J.; KLEISS, H.J.; AMOOZEGAR, A.; GUERTAL, W.R. Porosity factors that control the hydraulic conductivity of soil-saprolite transitional zones. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, n. 1, p. 192-199, 1996.

WELBY, C.W. **A technique for evaluating the hydraulic conductivity of saprolite**. Raleigh: North Carolina University; Water Resources Research Institute, 1981. 38p.

WEN, B.P.; DUZGOREN-AYDIN, N.S.; AYDIN, A. Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments. **Environmental Geology**, Verlag, v. 47, n. 1, p. 140-154, Dec. 2004.

WHITE, A.F.; BULLEN, T.D.; SCHULZ, M.S.; BLUM, A.E.; HUNTINGTON, T.G.; PETERS, N.E. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 65, n. 6, p. 847-869, Mar. 2001.

WILKE, B.M.; SCHWERTMANN, U. Gibbsite and halloysite decomposition in strongly acid podzolic soils developed from granitic saprolite of the Bayerischer Wald. **Geoderma**, Amsterdam, v. 19, n. 1, p. 51-61, 1977.

WILLIAMS, J.P.; VEPRASKAS, M.J. Solute movement through quartz-diorite saprolite containing quartz veins and biological macropores. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 23, n. 4, p. 810-815, 1994.

WONGFUN, N.; GÖTZE, J.; FURRER, G.; BRANDL, H.; PLÖTZE, M. Effect of water regime and vegetation on initial granite weathering in a glacier forefield: evidences from CL, SEM, and Nomarski DIC microscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 211/212, p. 116-127, 2013.

YUSOFF, Z.M.; NGWENYA, B.T.; PARSONS, I. Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 349, p. 71-86, June 2013.

ZHONG, S.; LING, D.; WU, X.; CHEN, Y. Review on geotechnical behavior of lunar soil. **Journal of Zhejiang University. Engineering Science**, Zhejiang, v. 46, n. 5, p. 777-784, 2012.

ZIEGLER, K.; CHADWICK, O.A.; WHITE, A.F.; BRZEZINSKI, M.A. (DSi)-Si-30 systematics in a granitic saprolite, Puerto Rico. **Geology**, Washington, v. 33, n. 10, p. 817-820, Oct. 2005.

ZUMSTEG, A.; BERNASCONI, S.M.; ZEYER, J.; FREY, B. Microbial community and activity shifts after soil transplantation in a glacier forefield. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 26, p. S326-S329, 2011.

ZUMSTEG, A.; LUSTER, J.; GÖRANSSON, H.; SMITTENBERG, R.H.; BRUNNER, I.; BERNASCONI, S.M.; ZEYER, J.; FREY, B. Bacterial, archaeal and fungal succession in the forefield of a receding glacier. **Microbial Ecology**, New York, v. 63, n. 3, p. 552-564, 2012.

3 INTEMPERISMO DE ROCHAS CRISTALINAS NO ESTADO DE PERNAMBUCO

Resumo

Os processos intempéricos de natureza física, química e biológica evoluem de escalas microscópicas para escalas macroscópicas resultando na formação de um manto intemperizado denominado regolito. O regolito pode ser formado estruturalmente por três entidades distintas denominadas sedimento, solo e saprolito. O saprolito é o produto isovolumétrico não transportado da intemperização isovolumétrica das rochas. Os processos da intemperização isovolumétrica das rochas ainda não foram completamente compreendidos. Entretanto, o Estado de Pernambuco no nordeste do Brasil apresenta um cenário geomorfológico e climático propício ao estudo da formação de saprolitos. Diante disto, o nosso objetivo foi compreender a influência do litotipo, do relevo, da atividade biológica e do clima sobre a formação de saprolitos de rochas cristalinas no Estado de Pernambuco. Desenvolveu-se a descrição de lâminas delgadas por microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura. Os resultados levam a concluir que o avanço do intemperismo sobre o embasamento cristalino do Estado resultou na formação de micro e macro-saprolitos. No entanto, o tipo de mineral secundário formado durante a evolução intempérica do saprolito foi mais fortemente influenciado pelas condições microambientais, a exemplo da dinâmica da água na microestrutura, do que pelas condições macroambientais, a exemplo da variação climática existente no sentido Leste-Oeste do Estado.

Palavras-chaves: Saprolitogênese; Granito; Sienito; Gnaiss

Abstract

Physical, chemical and biological features of the weathering processes evolve from microscopic to macroscopic scales, resulting in the formation of the weathered mantle denominated regolith. Three structurally distinct entities called sediment, soil and saprolite can constitute the regolith. Saprolite is the non-transported, isovolumetric weathering product of rocks. Isovolumetric weathering of rocks are not yet fully understood, and Pernambuco State in Northeastern Brazil presents a geomorphological and climate setting propitious to the study of saprolite formation. During the study of the influence of lithotype, relief, biological activity and climate on the saprolite in Pernambuco, optical and electron microscopy examination of thin sections revealed that the advance of the weathering front resulted in the formation of a micro- and a macro-saprolite. The isovolumetric genesis of such saprolite subtypes and the consequent loss of elements was more influenced by microenvironmental conditions, such as the water dynamics in microstructure than the macroenvironmental conditions, such as the climate change in the East-West direction of the State.

Keywords: Saprolithogenesis; Granite; Syenite; Gneiss

3.1 Introdução

O intemperismo de rochas cristalinas é um evento amplamente descrito na literatura científica (CADY, 1951; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005). Os processos intempéricos ocorrem em escalas variadas e implicam desde dissoluções microscópicas de minerais (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; BUOL; WEED, 1991; KIM et al., 2009), até gigantescos eventos que moldam a paisagem (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993b; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; SCARCIGLIA et al., 2005; BORRELLI et al., 2014). A intemperização pode ser definida como a consequência do restabelecimento do equilíbrio de um material às condições existentes em um novo ambiente (CALVERT; BUOL; WEED, 1980a).

A intemperização da rocha ocorre diante da interação de processos químicos (MURPHY et al., 1998; ISLAM et al., 2002; DRIESE; MCKAY, 2004), físicos (O'BRIEN; BUOL, 1984; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR, 1990; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995) e biológicos (MCCARROLL; VILES, 1995; SCARCIGLIA et al., 2012; BARTOLI et al., 2014). A consequência deste fenômeno é a formação de um manto intemperizado denominado regolito (SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; DIXON; HEIMSATH; AMUNDSON, 2009).

A susceptibilidade da rocha ao intemperismo está principalmente relacionada à sua estrutura e composição mineralógica (BORRELLI et al., 2014). Os regolitos, provenientes da ação intempérica, podem ser constituídos estruturalmente por solos, sedimentos, saprolitos, sistemas sedimento-saprolito ou sistemas solo-saprolitos (BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005; BORRELLI et al., 2012).

O intemperismo do embasamento cristalino tem formado sistemas solo-saprolitos na região nordeste do Brasil (ARAÚJO FILHO; CARVALHO, 1996; JACOMINE, 1996; BÉTARD, 2012). O saprolito é o principal material de origem dos solos locais e sua gênese tem sido influenciada pela singularidade geomorfológica e climática regional.

As alterações mineralógicas e a gênese dos saprolitos da região nordeste ainda não foram completamente elucidadas. Entretanto, estudos saprolitológicos desenvolvidos em todo o mundo ajudam a explicar os eventos ocorrentes durante estes eventos (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991, 1992; SCHOLTEN, 1997; SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; MURPHY et al., 1998; LE PERA;

SORRISO-VALVO, 2000; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; DRIESE; MCKAY, 2004).

A intemperização das rochas resulta em duas fases geoquímicas: (1) a primeira é a fase líquida que contém os elementos provenientes da dissolução dos minerais e (2) a segunda é a fase sólida residual ou neoformada (CALVERT; BUOL; WEED, 1980a). A estrutura do saprolito está associada à fase sólida, composta por minerais parcialmente dissolvidos, por minerais neoformados e por sistemas de porosidade (KRETZSCHMAR et al., 1997; BRONGER, 2007; LEBEDEVA et al., 2007). O saprolito pode ser então definido como o produto da intemperização das rochas não transportado e que apresenta muito pouca ou nenhuma perda de volume em relação ao litotipo originário (BECKER, 1895).

A formação do saprolito está diretamente ligada à reação da assembleia mineralógica da rocha ao intemperismo (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005). O início da intemperização das rochas cristalinas ocorre com a oxidação do ferro presente em alguns minerais, seguido da dissolução dos minerais mais facilmente intemperizáveis (BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997; JOLICOEUR; ILDEFONSE; BOUCHARD, 2000). Os elementos provenientes da dissolução mineral podem ser conseqüentemente lixiviados, podem permanecer no complexo de troca ou podem formar minerais secundários (CALVERT; BUOL; WEED, 1980b; ANAND et al., 1985; ARSLAN et al., 2006).

A transformação de rochas cristalinas para saprolitos é um processo marcado pela perda de matéria, aumento da porosidade, conservação do volume e conseqüente perda de densidade (MINARD, 1959; GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978; LAPANJE et al., 2012). A saprolitogênese pode ser então compreendida como o resultado da atuação de agentes atmosféricos, hidrosféricos e biológicos sobre a estrutura das rochas, resultando na formação de estruturas intemperizadas isovolumétricas (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; BUSS et al., 2010).

O limite entre o domínio da saprolitogênese e da pedogênese é difícil de determinar (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991). Uma das grandes dificuldades encontradas tem sido a de diferenciar com segurança o que seja saprolito, pedologicamente denominado de rocha muito pouco alterada (RCr) ou rocha alterada (CrR, Cr), dos horizontes pedogênicos (CALVERT; BUOL; WEED, 1980a; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992; BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000). Visando amenizar este problema, Stolt, Baker e Simpson (1991) sugeriram a adoção de alguns

atributos físicos, químicos e micromorfológicos como parâmetros para diferenciação entre o saprolito e o solo. Estudos relacionados à formação de saprolitos são escassos no Brasil.

O Estado de Pernambuco, nordeste do Brasil, é um cenário naturalmente propício para o estudo da saprolitogênese. O clima do Estado varia em temperatura e umidade do litoral ao interior do continente. Variações semelhantes também podem ser observadas entre a base e o cume de maciços denominados brejos de altitudes. Em adição, o embasamento cristalino regional é majoritariamente formado por rochas estruturalmente distintas, porém, com composições mineralógicas semelhantes (OLIVEIRA et al., 2006; BÉTARD, 2012). Este fato possibilita o entendimento da influência do clima e do relevo sobre as diferentes estruturas das rochas cristalinas durante a formação dos saprolitos.

O objetivo geral idealizado para este capítulo foi compreender a influência do litotipo, do relevo, da atividade biológica e do clima sobre a formação de saprolitos de rochas cristalinas. Os objetivos específicos foram: (a) diferir os principais estágios intempéricos ocorrentes durante a intemperização isovolumétrica de rochas cristalinas do Estado de Pernambuco; (b) descrever os principais eventos de natureza física, química e biológica associados a intemperização das rochas estudadas; (c) determinar a influência dos fatores macroambientais e microambientais para o tipo e quantidade de minerais secundários formados durante a intemperização dos litotipos estudados e (d) determinar as diferenças estruturais ocorrentes na transição entre o solo e o saprolito.

3.2 Material e métodos

3.2.1 Geologia, geomorfologia e clima do Estado de Pernambuco

O Estado de Pernambuco é geologicamente constituído por um embasamento cristalino formado por ortognaisses no leste e granitoides indiferenciados no oeste. As rochas cristalinas do embasamento remontam ao paleoproterozóico e inserem-se na Província Borborema que transcende o Estado e abrange majoritariamente a região nordeste do Brasil (VAUCHEZ et al., 1995; NEVES, 2003; BÉTARD, 2012).

O Estado está dividido em três regiões climáticas segundo a classificação de Köppen-Geiger (KÖPPEN, 1931): (1) a região a leste, denominada zona da mata, apresenta um clima de monção com curta estação seca (Am); (2) a região do agreste, no centro-oeste, possui um clima com inverno seco (Aw); e (3) o sertão, no oeste, exibe um clima semiárido (Bsh).

As precipitações médias históricas destas regiões são respectivamente 1233,6 mm, 742,8 mm e 648,3 mm. Em adição, o histórico das temperaturas máximas varia entre 29 e

31°C na zona da mata, entre 24 e 31°C no agreste e entre 27 a 34°C no sertão. As mínimas variam entre 20 e 21°C na zona da mata, entre 16 e 20°C no agreste e entre 16 e 22°C no sertão (DA SILVA, QUELUZ; KLAR, 2013).

A variação climática no sentido leste-oeste do Estado deve-se principalmente ao soerguimento do planalto da Borborema entre o agreste e a zona da mata (NEVES, 2003). A elevação forma uma barreira natural que impede a passagem dos ventos úmidos vindo do oceano Atlântico para o interior do continente, a umidade então se concentra no litoral e os ventos que transpõem o planalto e chegam ao interior do continente são consequentemente secos.

A semiaridez da região mais ao oeste do Estado é excepcionalmente quebrada por montanhas úmidas que apresentam microclimas de altitude caracterizados por declínio da temperatura e elevação da precipitação. Estas regiões são localmente denominadas “brejos de altitudes” e estão associadas à presença de planaltos ou chapadas que podem ultrapassar 1.000 m de altitude (BÉTARD, 2012). Dentre estes brejos, destaca-se o maciço de Triunfo.

Localizado a 440 km do litoral do Estado de Pernambuco, o Maciço de Triunfo com 1038 m de altitude e uma área aproximada de 600 km² é um dos maiores brejos de altitude do nordeste do Brasil. As porções mais elevadas do maciço apresentam históricos de precipitação e temperatura média que podem chegar a 1230 mm e 21°C. O brejo de altitude de Triunfo destaca-se como uma ilha úmida circundada pela região sob clima semiárido do Estado de Pernambuco (FERREIRA; SIAL, 1986; AB’SABER, 2003; NEVES, 2003).

3.2.2 Localização dos pontos de estudo

Foram escolhidos treze pontos para a amostragem das rochas e respectivos produtos intempéricos. A distribuição dos pontos visou representar o clima do Estado de Pernambuco abrangendo sua porção mais úmida e fria, o clima intermediário e o semiárido mais quente e seco. Os pontos foram nomeados de P1 a P13 no sentido leste-oeste do Estado (Figura 1).

P1, P2, P3 e P4 estão localizados na zona da mata sob clima tropical-úmido, os pontos P5, P6, P7 e P8 estão localizados na região agreste sob clima semiárido intermediário e os pontos P9, P10, P11, P12 e P13 estão localizados na região do sertão sob clima semiárido mais seco e quente. A topoclimossequência no maciço de Triunfo é constituída pelos pontos P11, P10 e P9 distribuídos a 412, 786 e 1112 metros de altitude e com respectivas precipitações médias anuais de 500, 800 e 1100 mm (JACOMINE et al., 1973; AB’SABER, 2003; DA SILVA; QUELUZ; KLAR, 2013).

Litologicamente os pontos estão agrupados da seguinte forma: P1, P2, P3, P4, P6, P7, P8 e P12 são provenientes da intemperização de gnaisses; P5 e P13 são resultantes do intemperismo de granitos e P9, P10 e P11 são produtos da intemperização de sienitos. Os pontos foram padronizados geomorfologicamente em relevo suave ondulado. Para comparar a influência das diferentes localizações em vertentes sobre a gênese dos saprolitos, os pontos foram distribuídos nas posições de topo P2 e P9, terço médio P1, P4, P5, P6, P8 e P10 ou baixada P3, P7, P11, P12 e P13.

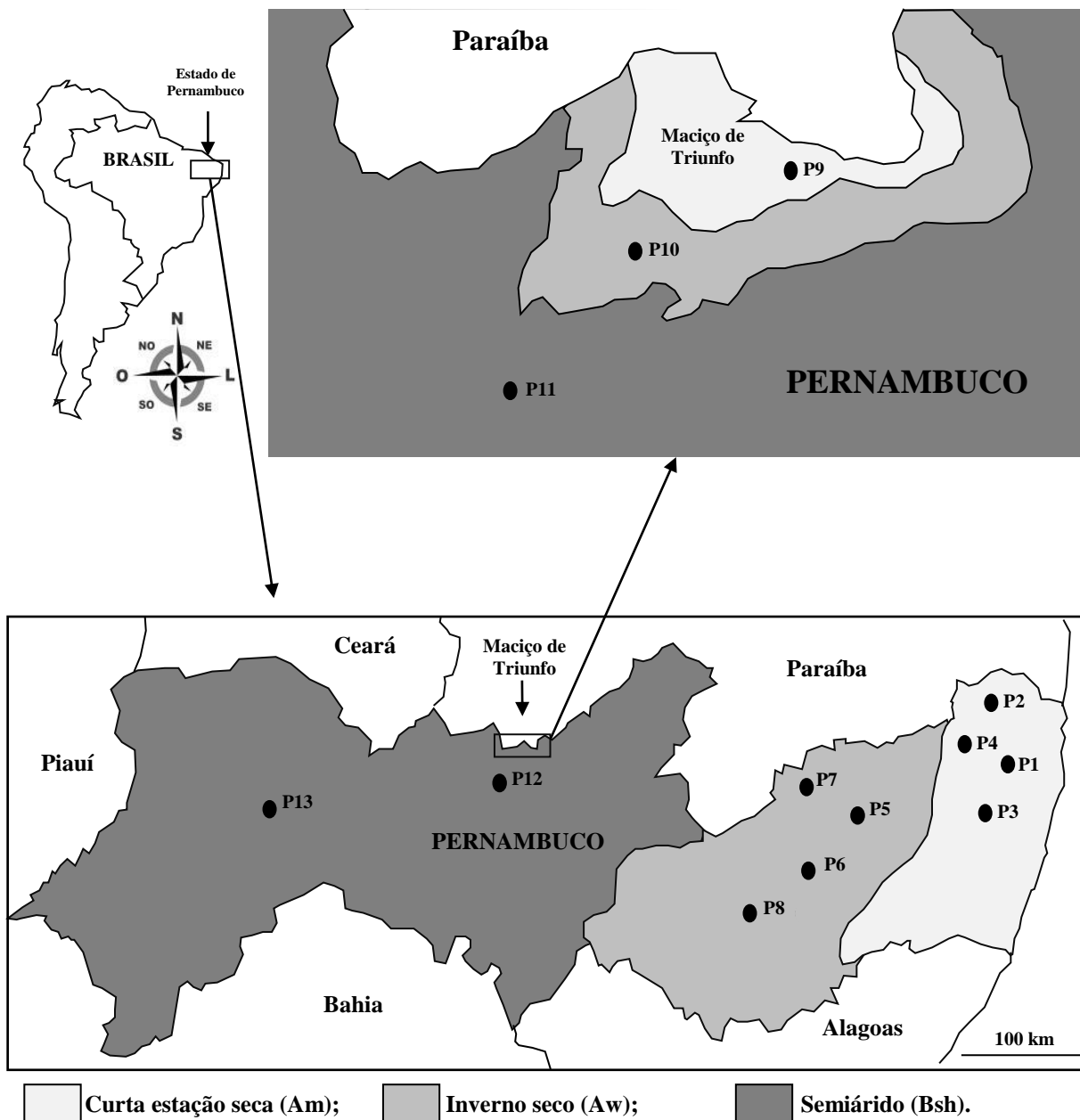


Figura 1 - Distribuição dos pontos de amostragem de rochas e saprolitos no Estado de Pernambuco

3.2.3 Coleta e preparo de amostras

Amostras indeformadas de fragmentos de rochas e respectivos produtos intempéricos dos 13 pontos de amostragem foram coletadas em caixas de Kubierna e as amostras deformadas foram coletadas com auxílio de martelo pedológico e recolhidas em sacos plásticos. A grande rigidez da estrutura do saprolito de P9 impossibilitou a coleta de horizontes saprolíticos. Dificuldades análogas foram descritas por estudos relacionados à descrição morfológica e amostragem de saprolitos (CREMEENS; BROWN; HUDDLESTON, 1994; STOLT; BAKER, 1994))

O material coletado foi transportado ao galpão de preparo de amostras da Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE. As amostras foram secas ao ar por 15 dias, em seguida as estruturas indeformadas foram colocadas em estufa. A temperatura do equipamento foi gradativamente elevada de 25 a 60°C em um período de 24 horas.

A impregnação foi desenvolvida no espaço anexo ao laboratório de mineralogia do solo da UFRPE. As amostras foram impregnadas com resina de poliéster diluída com monômero de estireno em uma proporção de meia parte de monômero para uma parte de resina. A diminuição da viscosidade da resina foi necessária para a perfeita penetração da mistura no sistema de porosidade no interior das amostras.

Foram adicionados 5g de agente pigmentante fluorescente Uvitex OB e 5 gotas de catalizador Butanox M50 para cada litro da mistura resina-monômero. A mistura foi então adicionada às amostras de forma gradativa. Para perfeita penetração da mistura no sistema de porosidade, as amostras foram colocadas em uma câmara acoplada a uma bomba de vácuo.

O sistema foi ligado quando os níveis da mistura estiveram respectivamente em 1/3 e 1/2 da altura das amostras, posteriormente as amostras foram completamente submergidas na mistura e o sistema de vácuo foi acionado pela terceira vez. As amostras permaneceram sob o vácuo por um período de 48 horas e em seguida foram distribuídas em bancadas para enrijecerem por um período de 45 dias.

A confecção das lâminas delgadas foi desenvolvida no laboratório de micropedologia da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – ESALQ. Os blocos enrijecidos foram cortados utilizando-se um equipamento petrográfico de corte fino padrão. Os blocos foram colados em lâminas de vidro com cola Araldite. O polimento foi realizado sobre camada abrasiva de carbureto de silício sobre uma máquina de disco rotatório. O acabamento final foi feito manualmente com auxílio de pó abrasivo até que os cristais de quartzo atingiram o padrão de extinção desejado ao microscópico óptico.

3.2.4 Métodos laboratoriais

Os estudos micropetroológico e micropedológico foram feitos por microscopia óptica. A composição mineralógica, a microestrutura e as características petrográficas foram analisadas sob luz natural e polarizada em um microscópio petrográfico OLYMPUS, modelo BX51, acoplado a um equipamento de captura de imagem digital OLYMPUS modelo SC20. As descrições micropedológicas foram feitas segundo (BULLOCK et al., 1985). Algumas lâminas delgadas também foram analisadas por um microscópio eletrônico de varredura acoplado a um detector de energia dispersiva de raios X (MEV-EDS), com o intuito de identificar as vias de alterações mineralógicas existentes no saprolito.

As lâminas selecionadas para a microscopia eletrônica foram cobertas por pulverização catódica a partir de três ângulos diferentes. As amostras foram revestidas com carbono e examinadas por um MEV, Stereoscan 360 scanning electron microscope (Cambridge Instruments), atuando a 20 kV. Posteriormente, os pontos de interesse descritivo foram analisados quanto à constituição elementar com auxílio do EDS, Philips Electronics, acoplado no equipamento. As análises por microscopia óptica e eletrônica foram feitas no Departamento de Biologia, Ecologia e Ciências da Terra da Universidade da Calábria DiBEST/UNICAL.

As amostras dos produtos intempéricos foram tamisadas em peneira com malha de 20 mm e posteriormente em peneira de malha de 2 mm, separando-se a fração cascalho das demais frações (EMBRAPA, 1997). A fração cascalho foi posteriormente tratada com solução de NaOH 0,1 mol L⁻¹ por um período de 24 horas. Em seguida as amostras foram lavadas com água, secadas em estufa e pesadas para determinação das respectivas massas.

A densidade das partículas (D_p) foi determinada pelo método do balão volumétrico (EMBRAPA, 1997). As amostras foram adicionadas em um balão volumétrico de 50 mL, em seguida foram adicionados 20 mL de álcool etílico. O volume do balão foi completado com álcool e o volume ocupado pelas partículas foi determinado através da diferença do volume do álcool utilizado e o volume do balão.

As amostras dos produtos intempéricos dos trezes perfis foram submetidas à extração por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB), para determinação de formas secundárias de ferro, alumínio e silício (Fe_d, Al_d e Si_d) segundo Mehra e Jackson (1958). Após a extração, o ferro, o alumínio e o silício secundários foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica.

3.3 Resultados e discussões

3.3.1 Estudo dos litotipos inalterados

A estrutura dos afloramentos de granitos, sienitos e gnaisses contemplados neste estudo estão representados na Figura 2. A descrição petrográfica demonstrou semelhanças entre as composições mineralógicas de todos os litotipos pertencentes à província cristalina da Borborema contemplados neste estudo. Os ortognaisses, distribuídos a leste, compõem os afloramentos em P1, P2, P3 e P4. Estes ortognaisses pertencem ao complexo Salgadinho e são resultantes da metamorfização de granitos estruturalmente semelhantes aos encontrados nos afloramentos em P5 e P13, presentes respectivamente nos complexos Vertentes e Belém do São Francisco.

Os afloramentos de gnaisses em P4, P6 e P8 pertencem aos complexos Cabrobó e Surubim-Carolina e também apresentam semelhanças quantitativas e qualitativas com a assembleia mineralógica dos granitos em P5 e P13. Os sienitos constituintes dos afloramentos em P9, P10 e P11 pertencem ao complexo São Caetano e apresentam qualitativamente feldspatos, biotita e hornblenda como minerais em comum com os granitos e gnaisses estudados.

3.3.1.1 Gnaisses

Os afloramentos localizados nos pontos P1, P2, P3, P4, P6, P7, P8 e P12 são de gnaisses. Eles foram classificados como biotita gnaisses em P1, P2, P3 e P4 ou anfibólio gnaisses em P6, P7, P8 e P12. As composições variaram de granodioríticas em P4, P6, P8 e P12 até sienograníticas em P1, P2, P3 e P7. A granulação foi descrita como média em P1, P2, P3, P4, P8 e P12 ou grossa em P6 e P7. Os afloramentos localizados em P1, P2, P3, P7, P8 e P12 apresentaram coloração cinza esbranquiçada e os afloramentos localizados em P4 e P6 apresentaram coloração variando de amarelada a rósea.

Os litotipos gnáissicos apresentam leucossomas graníticos que em alguns casos cruzam e em outros casos seguem o sentido da foliação dos melanossomas. Os bandeamentos melanossomáticos, expressos pelas foliações, foram resultantes da assembleia mineralógica majoritariamente micácea. Os melanossomas são constituídos essencialmente por biotita, anfibólios e plagioclásios. Os leucossomas são formados principalmente por quartzo e feldspatos potássicos. Como principal acessório, distribuído de forma generalizada no bandeamento gnáissico, principalmente preenchendo fraturas, observou-se o epídoto.

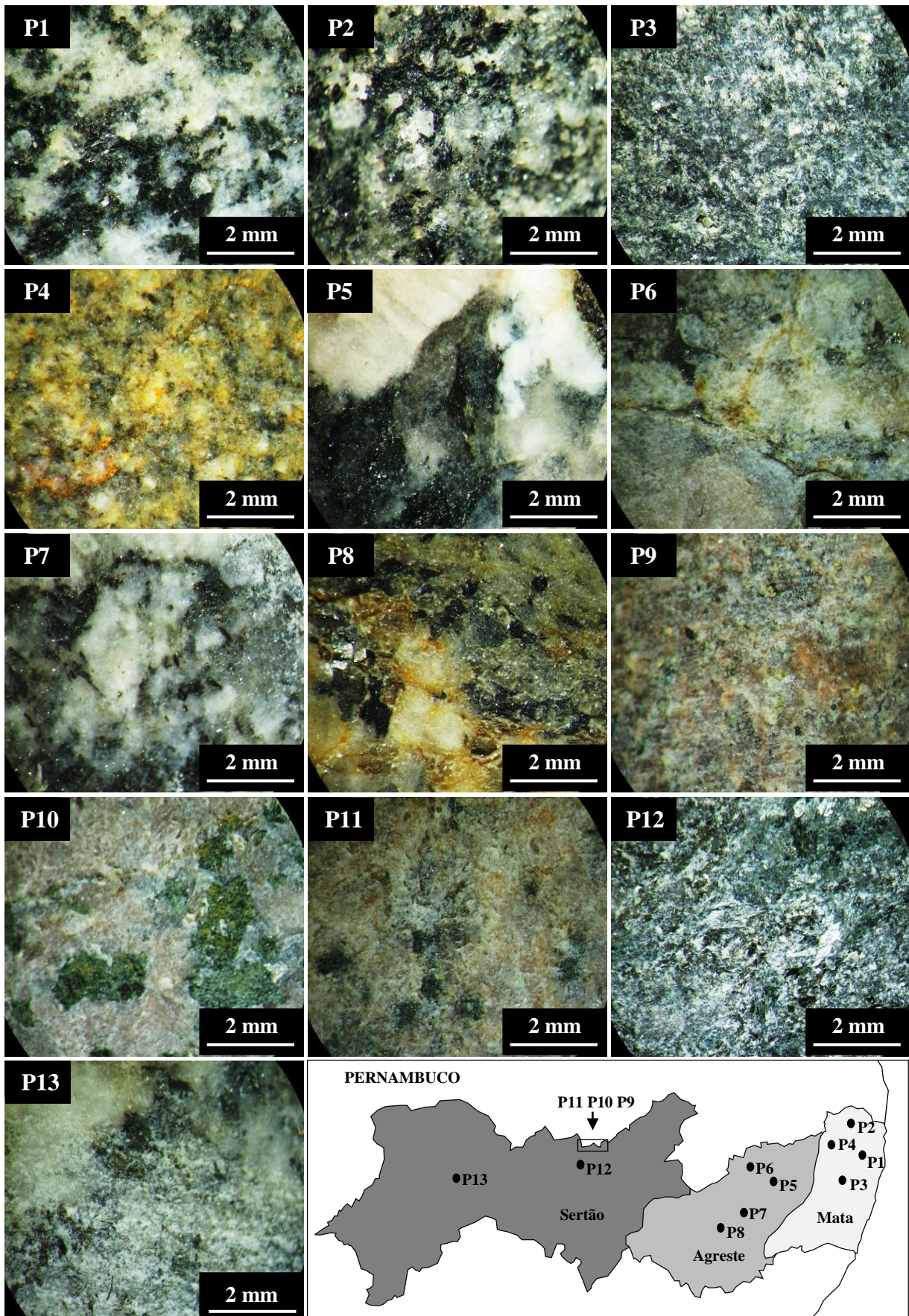


Figura 2 - Estrutura petrográfica dos afloramentos de granitos, sienitos e ganisses constituintes do embasamento cristalino do Estado de Pernambuco

A descrição petrográfica demonstrou que os gnaisses são constituídos majoritariamente por plagioclásios em relação aos feldspatos potássicos e ao quartzo. Ainda no âmbito mineralógico, os afloramentos classificados como biotita gnaisses são constituídos de microclina, plagioclásios, quartzo, anfibólio, biotita, além de titanita, zircão e epídoto como acessórios. Os afloramentos classificados como anfibólio gnaisses são formados basicamente por plagioclásios, quartzo, anfibólio, microclina, biotita e acessórios incluindo opacos como a ilmenita e pirita, além de zircão e apatita.

3.3.1.2 Granitos

Petrograficamente, os granitos situados em P5 e P13 são bastante semelhantes. Os afloramentos foram classificados como monzogranitos leucocráticos. Os granitos são constituídos por feldspatos potássicos, plagioclásio, biotita e quartzo. Estes minerais constituem a paragênese essencial, somando em média em torno de 90% das áreas descritas. A biotita foi o mineral máfico dominante. Os minerais acessórios foram titanita, minerais opacos, epídoto, apatita e zircão. A clorita, os opacos, a mica branca e o epídoto granular ocorreram como produtos secundários geogênicos das alterações ou transformações da biotita e dos plagioclásios.

Estudos demonstram que a composição da assembleia mineralógica de afloramentos pode ser usada como critério indicativo da sequência de cristalização durante a evolução magmática e pós-magmática (POWER; SMITH, 1994; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002).

Diante dos resultados descritivos, pode-se inferir que os granitos foram submetidos a alterações pós-magmáticas. Neste evento, os plagioclásios foram transformados em muscovita, processo de muscovitização. Este evento também implicou na formação de clorita e de interstratificação entre muscovita e clorita. Estes processos também foram descritos para granitos em estudos análogos (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; BORRELLI et al., 2014).

3.3.1.3 Sienitos

Os afloramentos de sienitos presentes em P9, P10 e P11 constituem uma topoclimossequência no maciço de Triunfo e foram classificados como quartzo sienitos leucocráticos com coloração rosa acinzentada, textura variando de equigranular média em P9

e P11 até grossa porfirítica em P10. Os litotipos apresentam elevado conteúdo de minerais máficos especialmente hornblenda.

Estruturalmente, foi observada a inclusão de feldspatos na hornblenda e no quartzo, o que indica que a sua formação ocorreu ao longo de todos os estágios de resfriamento do magma. A paragênese essencial resultou na formação de plagioclásios, feldspatos potássicos, hornblenda, biotita e quartzo. A descrição encontrou evidências de cristalização de líquidos sieníticos também implicou na formação de minerais acessórios como a apatita e o zircão.

3.3.2 Intemperização inicial das rochas e formação do micro-saprolito

A intemperização inicial dos granitos, gnaisses e sienitos estudados foi controlada por processos físicos, químicos e biológicos. Evidências da interação destes processos intempéricos também foram observadas. Os resultados levam a inferir que processos físicos, químicos, biológicos interagiram durante a intemperização dos litotipos compondo processos biofísicos e bioquímicos. Resultados semelhantes foram obtidos em estudos relacionados à intemperização superficial de rochas cristalinas (O'BRIEN; BUOL, 1984; RICE; BUOL; WEED, 1985; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; ESPERSCHÜTZ et al., 2011; ZUMSTEG et al., 2012).

Os primeiros eventos intempéricos isovolumétricos observados em todos os litotipos estudados ocorreram de forma semelhante ao modelo relatado por estudos clássicos relacionados ao tema (SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; DRIESE; MCKAY, 2004; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005). Uma representação deste modelo encontra-se na Figura 3.

A intemperização inicial ocorreu em três etapas e não necessariamente resultou em maiores graus de intemperização nas extremidades dos fragmentos: (1) destruição da microestrutura original e formação de microporosidades com conservação das macroestruturas e colorações das rochas originárias; (2) perda parcial das colorações originais com conservação das macroestruturas das rochas e (3) perda generalizada das colorações com incipiente perda das macroestruturas originais.

A intemperização isovolumétrica das rochas resulta necessariamente na formação de saprolitos. No entanto, o início da intemperização dos litotipos estudados ocorreu diretamente sobre a estrutura observável em escalas microscópicas. Este fato transformou a microestrutura das rochas originárias em estruturas de entidades aqui referidas como “micro-saprolitos”. A alteração das estruturas presentes em escalas macroscópicas só pôde ser observada em

estágios posteriores. A intemperização das macroestruturas originais resultou posteriormente na formação de saprolitos observáveis a olho nu, entidade aqui denominada de “macro-saprolitos”.

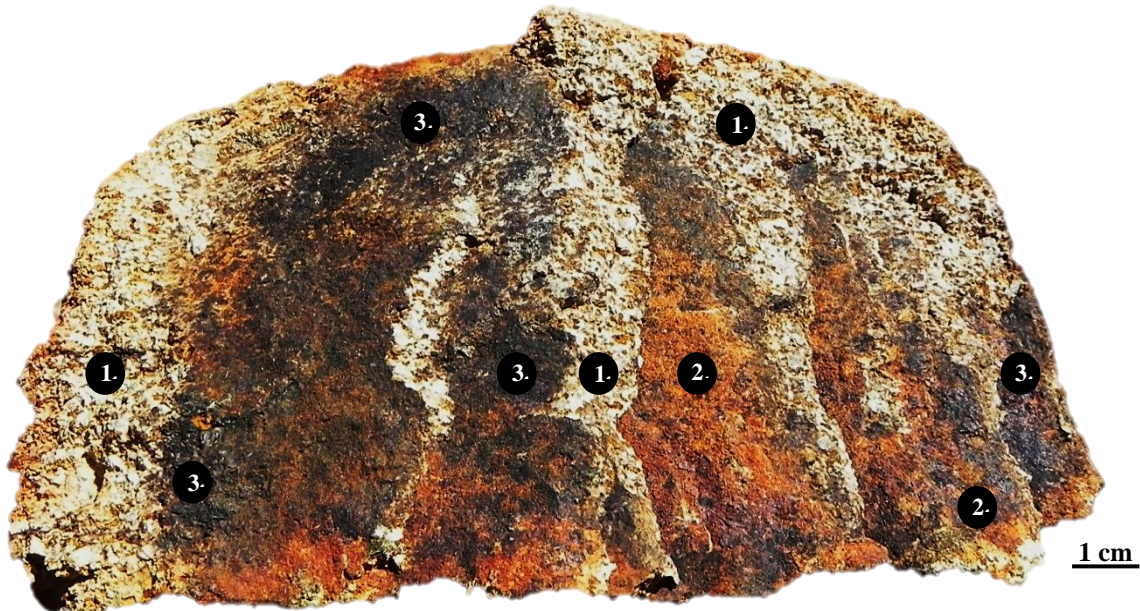


Figura 3 - Fragmento de sienito evidenciando os principais eventos ocorrentes durante o intemperismo inicial das rochas estudadas: (1) Perda de matéria, formação de porosidade com conservação da macroestrutura e da coloração original; (2) Perda parcial da coloração original e conservação da macroestrutura e (3) Perda generalizada da coloração e da macroestrutura

A intemperização da microestrutura das rochas parece ter seguido uma sequência hierárquica: (1) alteração de fragmentos poliminerálicos; (2) alteração de minerais individuais policristalinos e (3) alteração de minerais individuais monocristalinos. A típica alteração fragmento por fragmento ou mineral por mineral durante a intemperização inicial de rochas cristalinas também foram descritas em outros estudos análogos (BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000).

A intemperização inicial antecedeu a perda da isovolumetricidade microscópica. Os eventos sucessivos implicaram então na formação de macro-saprolitos. A destruição da microestrutura original ocorreu devido dissolução e redistribuição de elementos da assembleia mineralógica primária da rocha (WHITE et al., 2001; ZIEGLER et al., 2005; BRAUN et al., 2012). A perda da coloração original foi provavelmente decorrente do desenvolvimento da assembleia mineralógica secundária, a qual possui elevado poder pigmentante, principalmente diante da formação de óxidos de ferro (ANAND et al., 1985; BUOL; WEED; 1991; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

Fragmentos de rochas granulares em etapas iniciais de intemperização podem ocasionalmente apresentar regiões internas da estrutura com evidências de graus de intemperização mais desenvolvidos que os observados em partes superficiais (Figura 3). Este fato parece estar relacionado à dissolução dos minerais mais facilmente alterados e ao consequente surgimento de microporos. Esta microporosidade parece ser suficientemente desenvolvida ao ponto de permitir a penetração da água e de gases no interior do fragmento.

As porções internas de fragmentos de rochas, quando visivelmente mais intemperizadas, apresentam uma morfologia que se assemelham a cones ou plumas, provavelmente evidenciando os percursos preferenciais da água e/ou gases no interior da estrutura. As rochas originalmente granulares que apresentam este grau específico de desenvolvimento da porosidade se assemelham estruturalmente a uma rocha sedimentar fortemente cimentada. Este processo de modificação estrutural foi descrito em rochas granulares por alguns estudos realizados sob a influência da escola francesa de intemperismo (POWER; SMITH, 1994; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002), sendo denominado de arenização.

3.3.2.1 Processos físicos formadores dos micro-saprolitos

O intemperismo físico atuou diretamente para a fragmentação da microestrutura das rochas estudadas. Este processo gerou sistemas de fissuras que otimizaram a penetração da água e a consequente ação do intemperismo químico. Os resultados descritivos aqui obtidos sugerem que os processos físicos atuantes durante a intemperização inicial dos litotipos provieram de agentes externos e internos. Resultados semelhantes também foram obtidos por estudos relacionados à atuação de agentes físicos durante a intemperização superficial de rochas cristalinas (WELBY, 1981; O'BRIEN; BUOL, 1984; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000).

A variação da temperatura ambiente, ocasionada pela elevada amplitude térmica característica do clima semiárido, e o alívio superficial da pressão geogênica aplicada sobre as rochas, em especial sobre os gnaisses, podem ser indicadas como os principais agentes externos que contribuíram para a intemperização física superficial das rochas estudadas (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; JIMENEZ-ESPINOSA; VAZQUEZ; JIMENEZ-MILLAN, 2007).

Infere-se também que a diferença de dilatação térmica existente entre os minerais constituintes e a expansão volumétrica de filossilicatos primários durante a perda dos

elementos, principalmente os presentes entre camadas, foram os principais agentes internos que colaboraram para a intemperização física da superfície dos litotipos (ANAND et al., 1985; ISLAM et al., 2002; BORRELLI et al., 2014).

A fragmentação microestrutural proveniente dos processos físicos ocorreu na superfície dos litotipos seguindo o modelo de desagregação estrutural também relatado por diversos estudos (IRFAN; DEARMAN, 1978; BRONGER, 2007; JIMENEZ-ESPINOSA; VAZQUEZ; JIMENEZ-MILLAN, 2007). O fraturamento da microestrutura ocorreu preferencialmente nas regiões intercrystalinas, inicialmente em interseções poliminerálicas e posteriormente nas interseções monominerálicas (Figura 4).

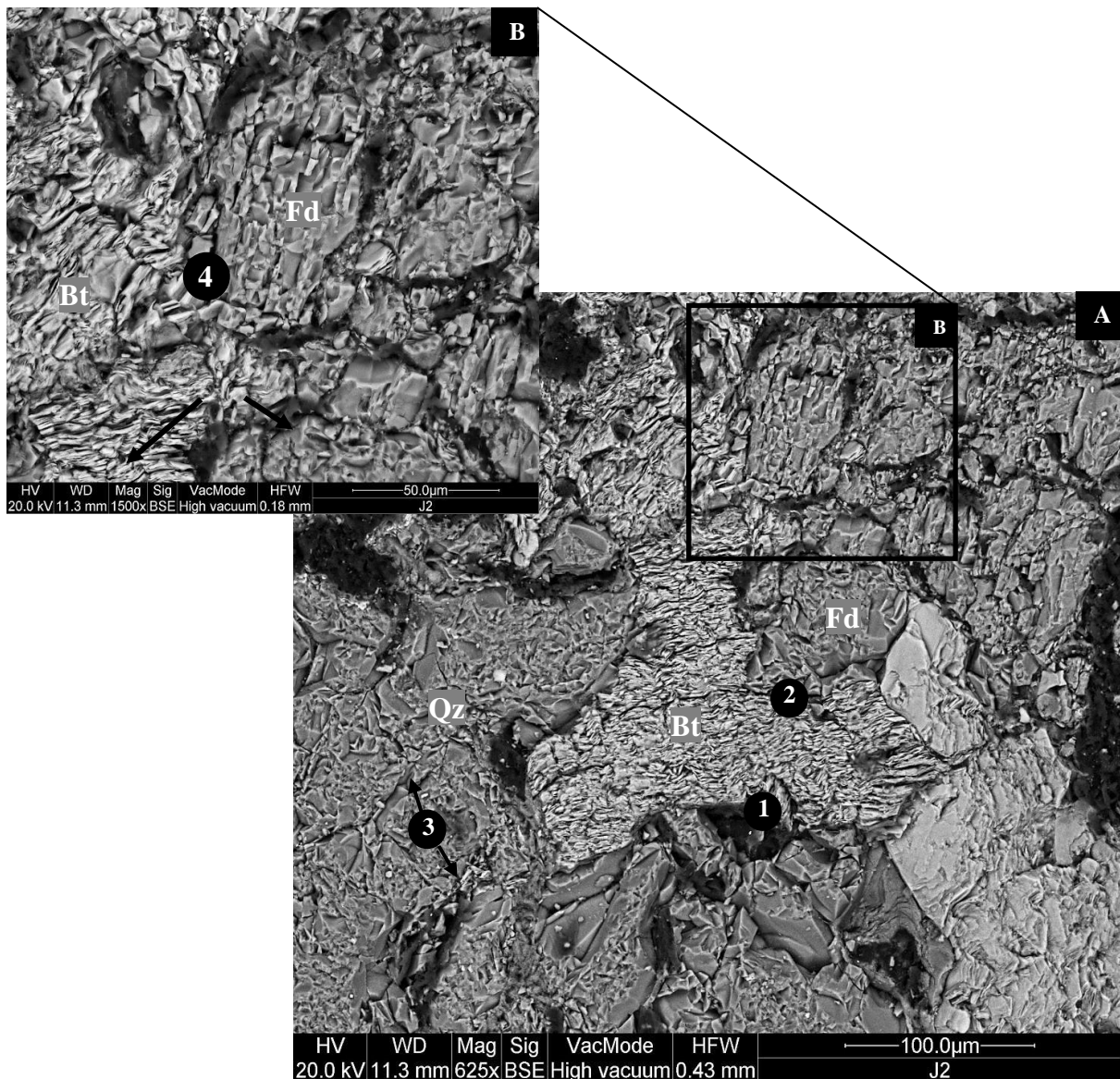


Figura 4 - Fotografias por microscopia eletrônica de varredura dos sistemas de microfraturas (A) e detalhe de fratura transcrystalina (B) do saprolito de gnaiss em P4: (1) Fratura na interface quartzo (Qz) – biotita; (2) Fratura na interface feldspato–biotita; (3) Fraturas intracrystalinas no quartzo e (4) Fratura transcrystalina cruzando o feldspato e a biotita

Os processos físicos implicaram na formação de fraturas intracristalinas e transcristalinas. Segundo O'Brien e Buol (1984), Rebertus, Weed e Buol (1986), Schoeneberger et al. (1992) e Certini et al. (2006), as regiões de interseções poliminerálicas apresentam maior susceptibilidade à fragmentação devido a menor interação químico-física dos planos de contatos existentes entre diferentes minerais.

As estruturas das rochas foram fatores que diferenciaram a desagregação e a consequente formação de fissuras. A estrutura gnáissica apresentou maior proporção de fraturas em comparação às rochas com estruturas granulares. Fato relacionado à maior quantidade de contatos poliminerálicos, principalmente entre filossilicatos e tectossilicatos nas regiões de interseções entre leucossomas e melanossomas (CALVERT; BUOL; WEED, 1980b; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; SCHOENEBERGER et al., 1992).

A pressão geogênica proveniente do evento metamórfico resultou em microfraturas inter, intra e transcristalinas, posteriormente, a exposição da rocha na superfície resultou no alívio da pressão confinada. O alívio da pressão deve ter implicado então no incremento da formação das microfraturas (O'BRIEN; BUOL, 1984; SCHOENEBERGER, AMOOZEGAR; BUOL, 1995; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

3.3.2.2 Processos químicos formadores dos micro-saprolitos

A intemperização superficial dos litotipos e a consequente formação de micro-saprolitos foram controladas por processos químicos simultaneamente e posteriormente ao surgimento das microfraturas. A alteração da assembleia mineralógica primária e a formação de fases secundárias foram eventos resultantes destes processos em microescalas (BUOL; WEED, 1991; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002).

A água com ácido carbônico solubilizado penetrou nos sistemas de fraturas existentes na microestrutura das rochas intemperizadas e contribuiu para a aceleração da dissolução dos minerais primários. A posterior percolação da solução que continha os elementos resultantes da dissolução dos minerais, a exemplo do Na, K, Ca, Mg e Si, ocasionou a perda de matéria necessária para a formação dos micro-saprolitos (MURPHY et al., 1998; JOLICOEUR; ILDEFONSE; BOUCHARD, 2000; BUSS et al., 2010).

As características climáticas, especialmente na zona da mata, favoreceram o intemperismo químico dos litotipos. Mesmo os litotipos presentes sob o clima semiárido demonstraram evidências de elevadas taxas de intemperização química, como descrito em

artigos análogos (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; DIXON; HEIMSATH; AMUNDSON, 2009).

Evidências micromorfológicas sugerem que o evento de transformação da microestrutura das rochas em micro-saprolitos foi marcado pela desintegração dos fragmentos policristalinos, depois os monocristalinos e dos minerais individuais, sucedidos ou acompanhados pela alteração mineralógica. Os minerais mais susceptíveis a ação químico-ambiental foram preferencialmente a hornblenda, a biotita, os plagioclásios, seguidos dos feldspatos potássicos e do quartzo.

As diferentes estruturas originais das rochas, suas posições na paisagem, a dinâmica do regime da água através da estrutura e o clima local influenciaram os processos químicos iniciais e contribuíram para a heterogeneidade do grau de intemperização dos minerais primários presentes nos micro-saprolitos (TABOADA; GARCIA, 1999; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005).

Tomando como referência as imagens de microscopia eletrônica de varredura de afloramentos superficialmente intemperizados de granitos, gnaisses e sienitos provenientes dos pontos estudados, foi possível observar a influência do clima, do relevo e da estrutura sobre o intemperismo inicial dos litotipos (Figura 5).

O grau de alteração da hornblenda foi o parâmetro tomado como referência para inferir sobre a influência da relação clima-altitude sobre a intemperização inicial dos afloramentos de sienitos distribuídos na topoclimosequência no maciço de Triunfo. As imagens demonstraram o aumento da dissolução do mineral e da formação de fases secundárias com a elevação da altitude (Figura 5A, B, C). Pode-se então inferir que o clima mais úmido na região mais alta contribuiu para a maior dissolução deste mineral (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993a; RASMUSSEN et al., 2011; BÉTARD, 2012).

A evidência de dissolução mineralógica com conseqüente formação de fases secundárias foi o parâmetro para inferir sobre a influência da estrutura da rocha sobre o intemperismo inicial de afloramentos do sienito, granito e gnaiss sob clima semiárido. A estrutura do gnaiss demonstrou maior grau de dissolução química e maior formação de fases secundárias em relação aos litotipos de estruturas granulares. Entre as rochas com estruturas granulares, o sienito apresentou maior dissolução mineralógica (Figura 5A, D, E).

O comportamento microestrutural dos litotipos seguiu o modelo descrito por Borrelli et al. (2014), onde estruturas gnáissicas tendem a formar maior quantidade de fases secundárias em comparação a estruturas granulares.

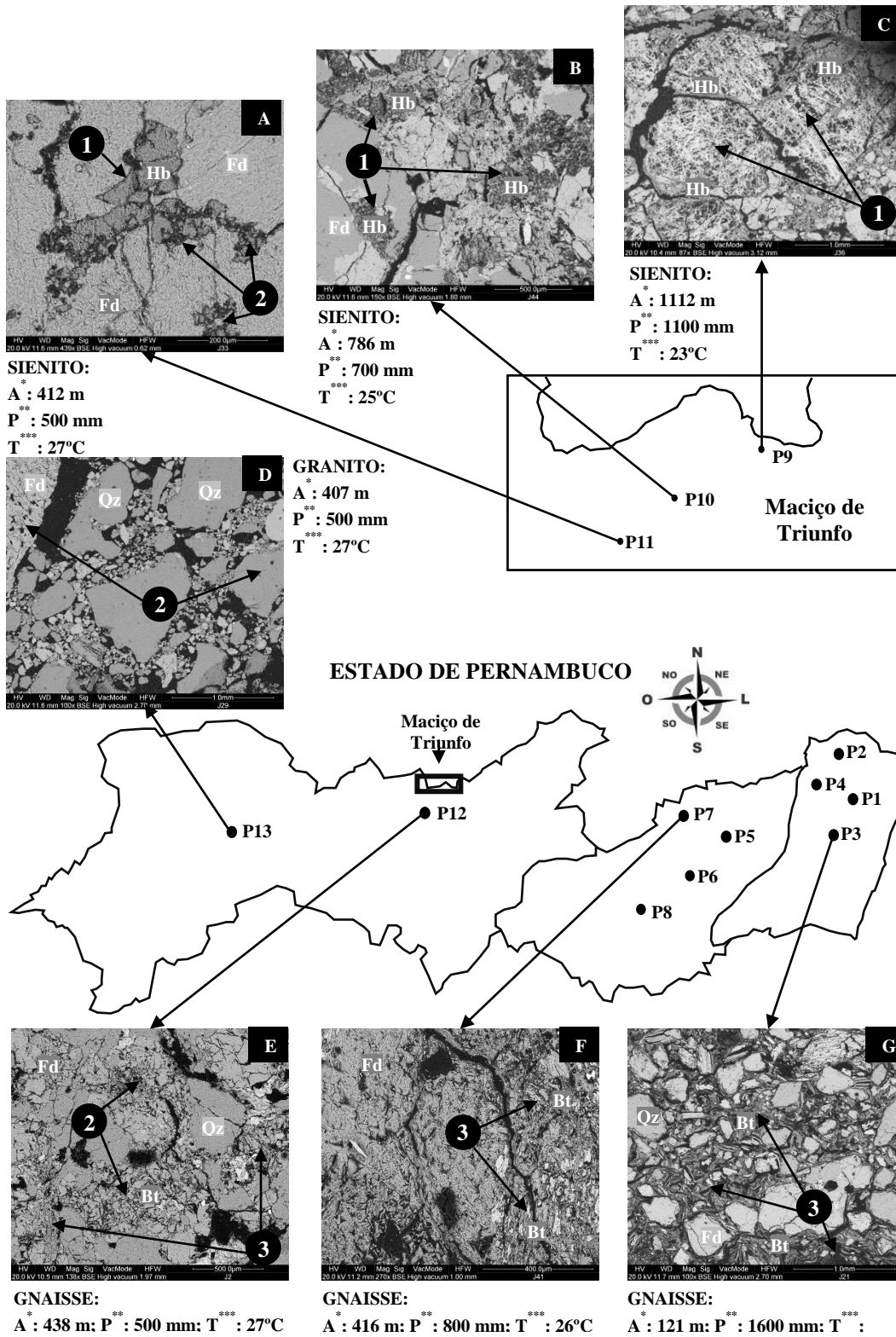


Figura 5 - Fotografias por MEV de afloramentos intemperizados de sienitos (A, B e C), granito (D) e gnaisses (E, F e G): (1) Alteração da hornblenda; (2) Formação de fases secundárias; (3) Alteração da biotita

* Altitude do ponto de amostragem.

** Precipitação média anual (DA SILVA; QUELUZ; KLAR, 2013).

*** Temperatura média anual (DA SILVA; QUELUZ; KLAR, 2013).

A dissolução mineralógica foi favorecida na microestrutura gnáissica devido à maior quantidade de fraturas resultantes das interfaces poliminerálicas. Este fato implicou no aumento da superfície específica dos minerais primários durante a intemperização. As semelhanças de relevo, clima e estruturas, levam a crer que a maior dissolução da estrutura granular do sienito em comparação com a do granito pode ser explicada pela maior quantidade relativa de minerais mais facilmente intemperizáveis, principalmente os feldspatos e os anfibólios.

O grau de alteração da biotita foi adotado como parâmetro para inferir sobre a influência do clima sobre afloramentos de gnaisses distribuídos no sentido leste-oeste do Estado de Pernambuco. Visualmente, a biotita presente no afloramento sob clima mais úmido, a leste, apresentou maior grau de dissolução em comparação às existentes no afloramento sobre clima intermediário, assim como a biotita presente no clima intermediário apresentou maior grau de dissolução em comparação às observadas no afloramento sob clima semiárido (Figura 5E, F, G).

A dinâmica de dissolução da biotita no sentido leste-oeste do Estado demonstrou a forte influência do clima, especialmente as componentes umidade e temperatura, sobre o grau de intemperização química da assembleia mineralógica primária das rochas durante as primeiras fases do intemperismo. Resultados semelhantes também foram encontrados em estudos associados a influência de variações do clima sobre os processos intempéricos de caráter químico realizados na Europa meridional (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; BERNASCONI et al., 2011).

3.3.2.3 Processos biológicos formadores dos micro-saprolitos

O estudo macromorfológico realizado em campo demonstrou que os líquens e outras associações entre microrganismos podem ser apontados como os principais agentes dos processos biológicos que contribuíram para o intemperismo inicial dos litotipos estudados (MCCARROLL; VILES, 1995; BARKER; BANFIELD, 1996) (Figura 6).

A ação de organismos inferiores durante a intemperização superficial de rochas cristalinas é um processo amplamente descrito na literatura relacionada (FREY et al., 2010; BERNASCONI et al., 2011; BRUNNER et al., 2011; GÖRANSSON; OLDE VENTERINK; BÅÅTH, 2011; ZUMSTEG et al., 2011; SCARCIGLIA et al., 2012). Pode-se inferir que a atuação de líquens durante a formação dos micro-saprolitos esteve associada aos processos intempéricos de caráter químicos e físicos, resultando em processos bioquímicos e biofísicos.

A descrição exata da ação dos líquens para a intemperização das respectivas rochas necessitaria da discriminação detalhada dos efeitos unicamente biológicos daqueles resultantes exclusivamente da ação física ou química. Os resultados aqui obtidos foram restritamente morfológicos, conseqüentemente a discussão será limitada às evidências visuais da ação microbiológica sobre o incipiente intemperismo de algumas rochas estudadas.

As observações aqui realizadas somam-se aos resultados obtidos em outros estudos e levam a inferir que os principais efeitos bioquímicos provenientes da colonização das rochas pelos líquens foram à excreção de ácidos orgânicos, que favoreceu a dissolução dos minerais, seguido do consumo dos íons nutrientes provenientes desta dissolução. Estes processos provavelmente resultaram na diminuição da atividade iônica da solução percolante e favoreceram a dissolução incongruente (ADAMO; VIOLANTE, 2000; CHEN; BLUME; BEYER, 2000; AGHAMIRI; SCHWARTZMAN, 2002).

Inferese também que os principais efeitos biofísicos foram: (1) a destruição mecânica causada pela penetração de hifas entre as microfaturas; (2) a movimentação da massa orgânica constituinte do corpo do organismo e (3) a dilatação e contração resultante de sais excretados pela atividade metabólica. Estes processos devem ter ocorrido segundo o modelo descrito por Barker e Banfield (1996), Arocena, Zhu e Hall (2003) e Arocena et al. (2007).

As evidências resultantes da descrição de campo nas interfaces líquen-rocha também sugerem que o intemperismo de minerais pode ter sido acelerado pela atuação microbiológica. Tomando como referência as imagens dos afloramentos (Figura 6A, E), observa-se que áreas superficiais expostas ao intemperismo, com líquens e sem líquens, separadas pela linha pontilhada, mostram distintas características macromorfológica.

As imagens evidenciam que a ação microbiológica no afloramento de gnaiss em P3 atua preferencialmente sobre os resquícos de melanossomas (Figura 6B, D). Também pode-se observar em detalhe como o resquíco de leucossomas impede fisicamente o desenvolvimento dos líquens na região mais estruturalmente resistente (Figura 6C).

Os resquícos de leucossomas seriam então uma barreira física para as regiões densamente colonizadas (Figura 6B, C). A influência da estrutura da rocha sobre a colonização microbiológica foi relatada em outros estudos associados ao tema (MCCARROLL; VILES, 1995; BARKER; BANFIELD, 1996; CHEN; BLUME; BEYER, 2000). Pode-se então inferir que a estrutura menos rígida, o maior conteúdo de minerais mais facilmente intemperizáveis, a formação de microporosidades, a maior conservação da umidade entre microporos, a maior formação de fases secundárias e a conseqüente maior

disponibilidade nutricional foram os principais fatores que contribuíram para atuação preferencial dos líquens nos resquícios de melanossomas.

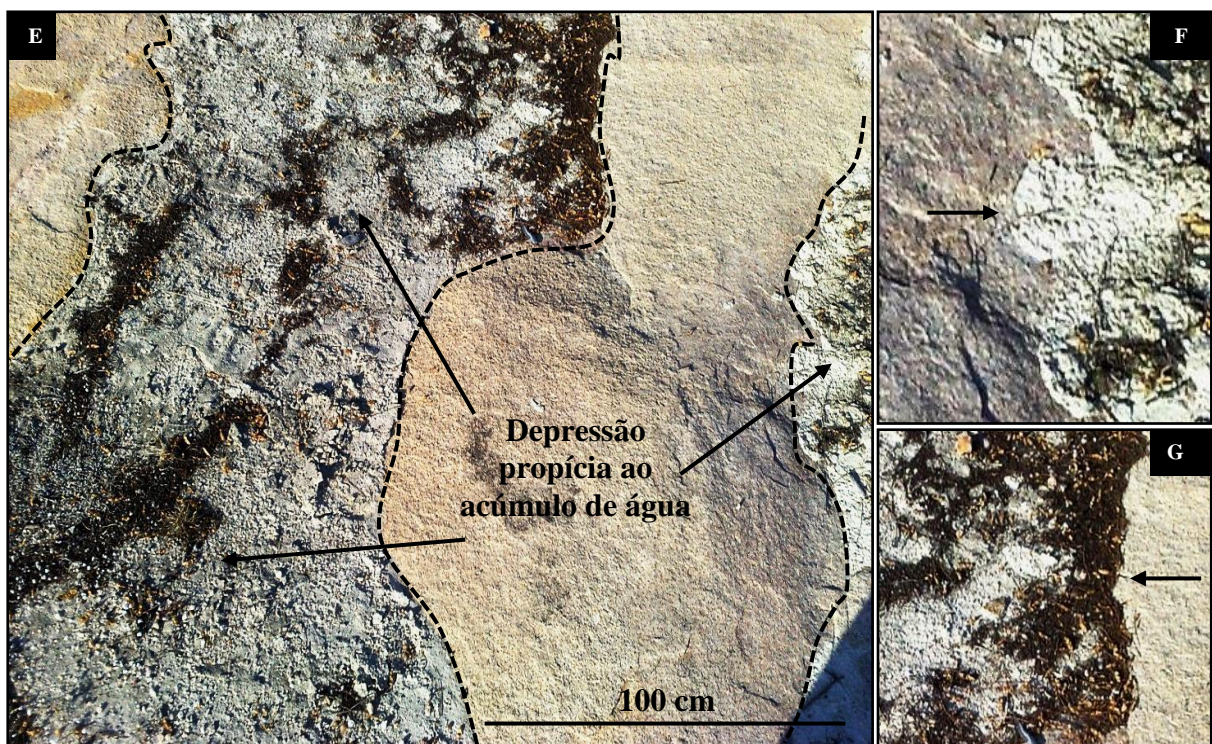
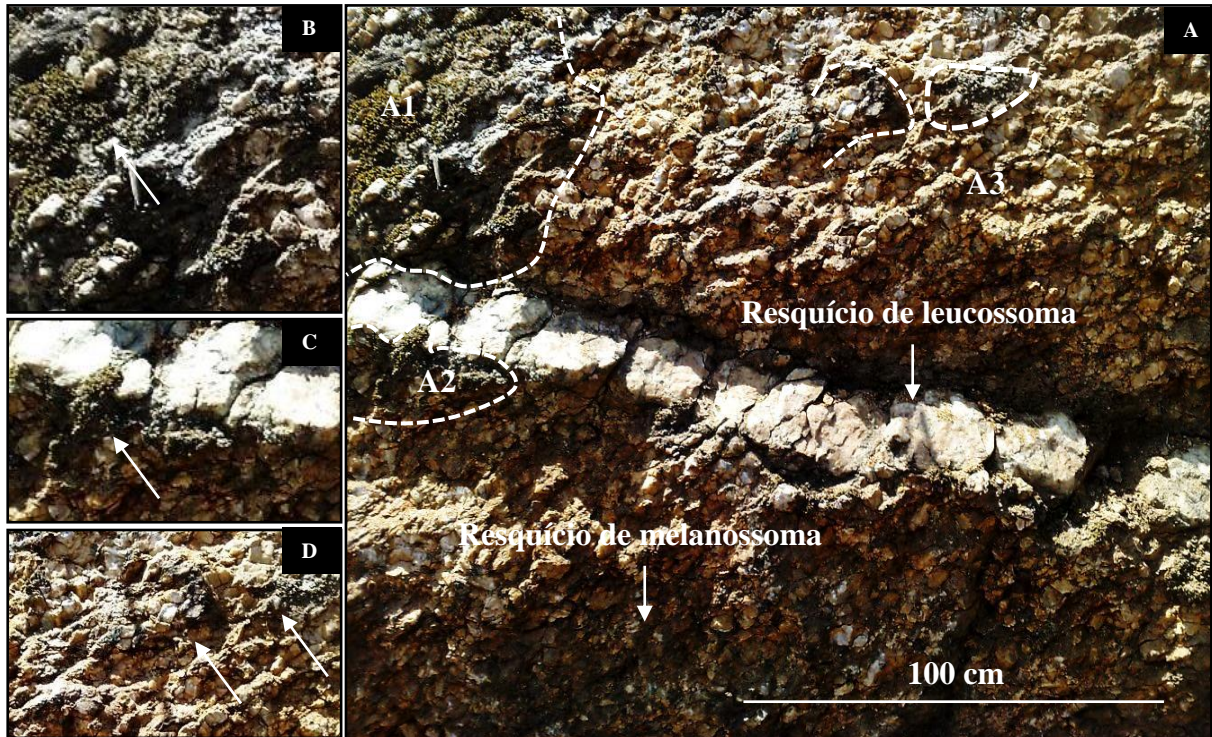


Figura 6 - Morfologia dos afloramentos de gnaiss em P3 (A) e de granito em P13 (E) com detalhes (B, C, D, F e G) da ação de líquens sobre a intemperização inicial do saprolito

Foram observados líquens com coloração escurecida e aspecto quebradiço no afloramento em P13 (Figura 6E). Como referência, pode-se comparar a aparência destes líquens com os observados em P3. A coloração mais esverdeada e o aspecto mais vigoroso dos líquens presentes no litotipo da região mais úmida do Estado evidenciam o efeito da umidade sobre a colonização microbiológica (Figura 6B, G).

O afloramento de granito em P13 também possui uma estrutura distinta do afloramento de gnaiss em P3. A ausência de bandeamentos leucossomáticos ou melanossomáticos e a sua posição horizontal na paisagem resultaram em distribuição preferencial dos líquens nas áreas mais propícias ao acúmulo da água durante os períodos de precipitações no semiárido que vão de dezembro a março (DA SILVA; QUELUZ; KLAR, 2013). Infere-se que as áreas superficiais com depressões são as regiões preferenciais para o desenvolvimento dos líquens em afloramentos graníticos (Figura 6B).

A coloração amarelo-avermelhada das regiões mais elevadas do afloramento de P13 pode evidenciar a maior oxidação destas áreas, diferenciando-se da coloração esbranquiçada nas regiões de depressão. Nota-se que além da coloração, as regiões elevadas também diferem das mais baixas quanto ao grau de dissolução superficial (Figura 6F).

Pode-se inferir que a maior dissolução das depressões do afloramento parece tornar o meio ainda mais propício ao desenvolvimento microbiológico devido à diminuição da rigidez estrutural da rocha, à maior preservação da umidade e à consequente maior disponibilidade de nutrientes (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BORRELLI et al., 2014).

O intemperismo induzido pela colonização dos litotipos por líquens resulta na dissolução dos minerais constituintes da superfície colonizada (SCARCIGLIA et al., 2012). A diferença estrutural entre as áreas de depressão e as mais elevadas na porção superficial do afloramento de granito pode ser então resultante deste processo.

A precipitação de formas amorfas de alumino-sílica gel e neoformação de formas secundárias cristalinas têm sido frequentemente relatadas como produtos da colonização de líquens em rochas cristalinas (BARKER; BANFIELD, 1996; BRADY et al., 1999; AROCENA et al., 2007).

Observações de campo demonstraram que a distribuição dos líquens parece concentrar-se em cotas específicas nos limites entre as regiões mais elevadas e as mais baixas do afloramento, estas cotas devem estar relacionadas aos limites das regiões de empoçamento de água, demonstrando a influência da umidade durante o período chuvoso sobre a colonização do afloramento (Figura 6G).

3.3.3 Intemperismo intermediário das rochas e formação do macro-saprolito

3.3.3.1 Alterações mineralógicas

A intemperização das rochas estudadas avançou de microescalas para macroescalas, conseqüentemente os micro-saprolitos evoluíram para macro-saprolitos. Durante a formação dos macro-saprolitos, agentes atmosféricos, hidrosféricos e biológicos atuaram sobre os minerais constituintes das rochas produzindo fases mineralógicas secundárias relativamente mais estáveis para as condições ambientais da superfície (Figura 7).

A intemperização dos litotipos avançou como uma frente intempérica que penetrou na estrutura das rochas e resultou na sua dissolução isovolumétrica. Inicialmente, a frente intempérica isovolumétrica avançou nanômetros, micrometros e milímetros, não sendo perceptível a olho nu. Posteriormente, a frente avançou ainda mais profundo na estrutura da rocha e o produto resultante pôde conseqüentemente ser perceptível em escalas macroscópicas. Neste estágio, a isovolumetricidade dos micro-saprolitos colapsa e podem então ser formados os macro-saprolitos.

Os processos de alteração mineralógica ocorrentes durante a formação do macro-saprolito foram basicamente os mesmos que resultaram na formação dos micro-saprolitos. A diferença está na escala da área intemperizada. Durante a formação do macro-saprolito foram observados: (1) a solubilização e a posterior perda de parte dos elementos mais solúveis dos minerais (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991) e (2) a formação de minerais secundários pelo reagrupamento dos elementos solubilizados que não foram lixiviados (BUOL; WEED, 1991; SCHOENEGER et al., 1992).

A intemperização dos gnaisses, granitos e sienitos resultaram em produtos que variaram quantitativamente com as condições ambientais regionais. Entretanto, as condições microambientais sobrepuseram, em alguns casos, as condições macroambientais resultando em diferenciações qualitativas dos produtos secundários (ANAND et al., 1985; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002). Ajustes nas vias de alterações parecem terem sido necessários diante da existência de possíveis paleoclimas ou de prováveis modificações no regime hídrico local. Infere-se por tanto que os produtos observados são as fases atingidas e não os produtos finais da intemperização isovolumétrica.

A fase secundária formada a partir de soluções mais ricas em elementos, ex. esmectita, formou-se em partes da estrutura do saprolito propícias ao acúmulo dos elementos mais solúveis. A formação de óxidos de ferro ocorreu associada a microambientes estruturais com

boa drenagem. Neste aspecto, as condições hídricas dos microambientes estrutural se sobrepuseram ao clima regional e assim como descrito por Taboada e Garcia (1999), implicaram na formação de esmectita tanto nas regiões mais úmidas quanto nas regiões mais secas de uma climosequência.

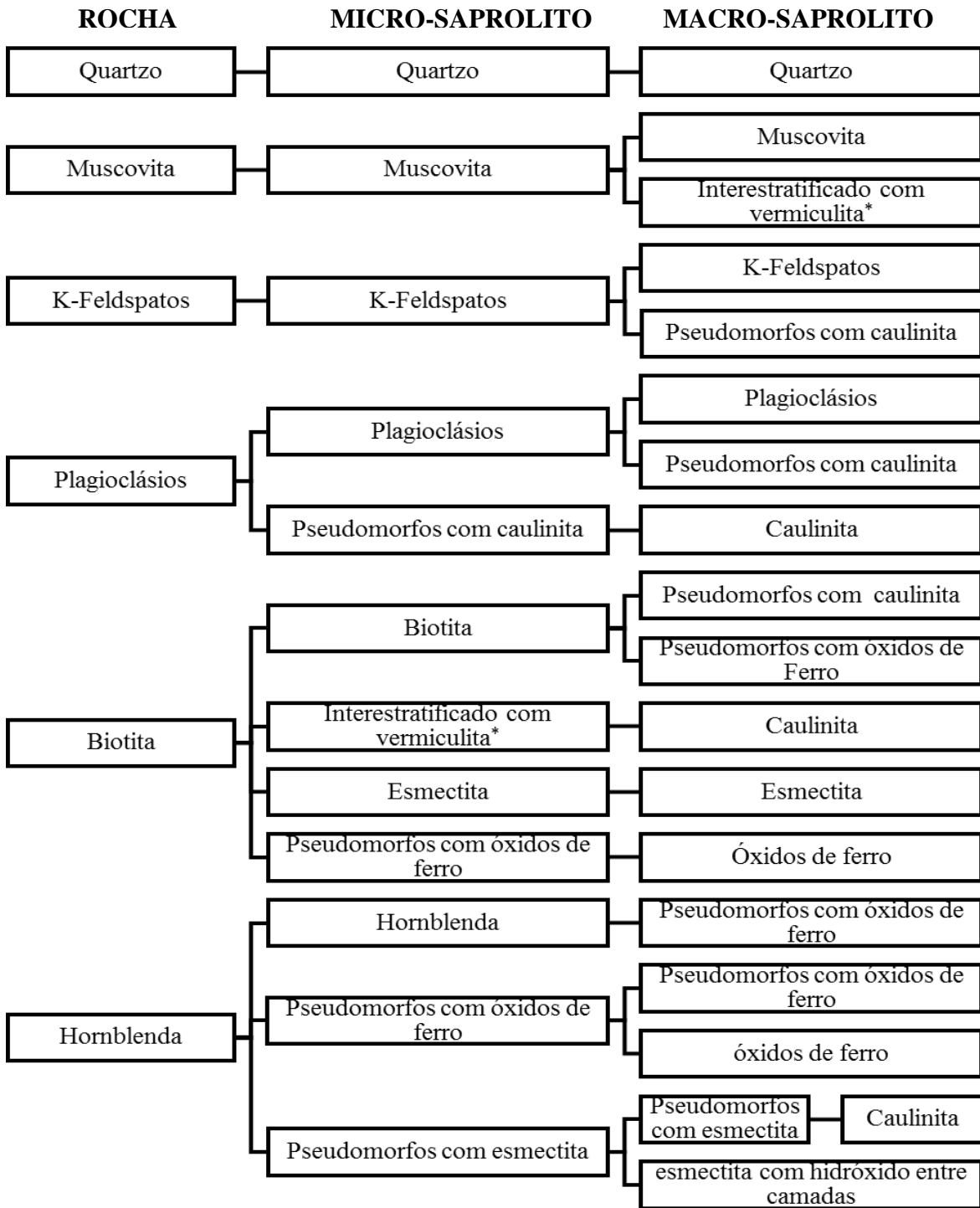


Figura 7 - Principais vias de alterações mineralógicas ocorrentes durante a gênese dos saprolitos estudados

* Forma não detectada.

As condições de drenagem dos saprolitos foram influenciadas por suas próprias estruturas, pelas estruturas das rochas abaixo, pelas estruturas dos solos acima e pelas respectivas posições na paisagem. A formação de filossilicatos do tipo 1:1 também foi mais fortemente influenciada pelas condições do microambiente do que a pelas condições do clima regional. Pode-se inferir que presença de minerais neoformados do tipo 2:1, 1:1 e óxidos refletiram a diferença da intensidade da atuação do intemperismo principalmente de forma localizada, não estando diretamente associada à variação climática de leste ao oeste.

As vias de alterações mineralógicas descritas nos saprolitos contemplados neste estudo não seguiram o esquema clássico de neoformação para solos onde os processos de bissialitização e monossilicização estão associados aos climas secos e úmidos respectivamente (SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; RASMUSSEN et al., 2011; DERE et al., 2013).

3.3.3.1.1 Alterações mineralógicas do Quartzo (SiO_2)

O quartzo foi o mineral mais resistente aos processos intempéricos físicos, químicos e biológicos. A intemperização do quartzo durante a formação dos saprolitos ocorreu basicamente por fragmentação mecânica. Em adição, o desenvolvimento de golfos em fragmentos quartzosos pode ser considerado o processo mais peculiar associados a alteração deste mineral.

A fragmentação ocorreu preferencialmente nos quartzos policristalinos e em seguida nos quartzos monocristalinos. Microfissuras provenientes de pressões confinadas geogênicas também implicaram em planos preferenciais de ruptura do mineral. A dinâmica da formação de golfos nos quartzos dos saprolitos de litotipos granulares está representada na Figura 8.

Os saprolitos originários de gnaisses apresentaram quartzos mais fragmentados que os encontrados nos saprolitos de granito e sienito. Os eventos metamórficos ocorrentes durante a gênese dos litotipos gnáissicos resultaram em maior estresse mecânico e consequente maior desestabilidade estrutural do mineral (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SCARCIGLIA et al., 2012).

O estudo realizado por Borrelli et al. (2014) demonstrou que os fragmentos quartzosos alongados presentes em saprolitos de gnaisses apresentam microfissuração generalizada e maior grau de desagregação em comparação aos fragmentos quartzosos presentes em saprolitos de rochas granulares.

Os planos de interfaces com outros minerais resultaram em regiões mais susceptíveis a fragmentação do quartzo nos saprolitos de rochas granulares. O quartzo foi o último mineral que cristalizou durante a paragênese primária dos litotipos estudados, a cristalização tardia implicou na heterogeneidade do número e dos tipos de interfaces existentes entre o quartzo e os demais minerais. Durante a formação dos litotipos, o quartzo assumiu a forma das cavidades deixadas pela estrutura dos minerais que cristalizaram primeiro.

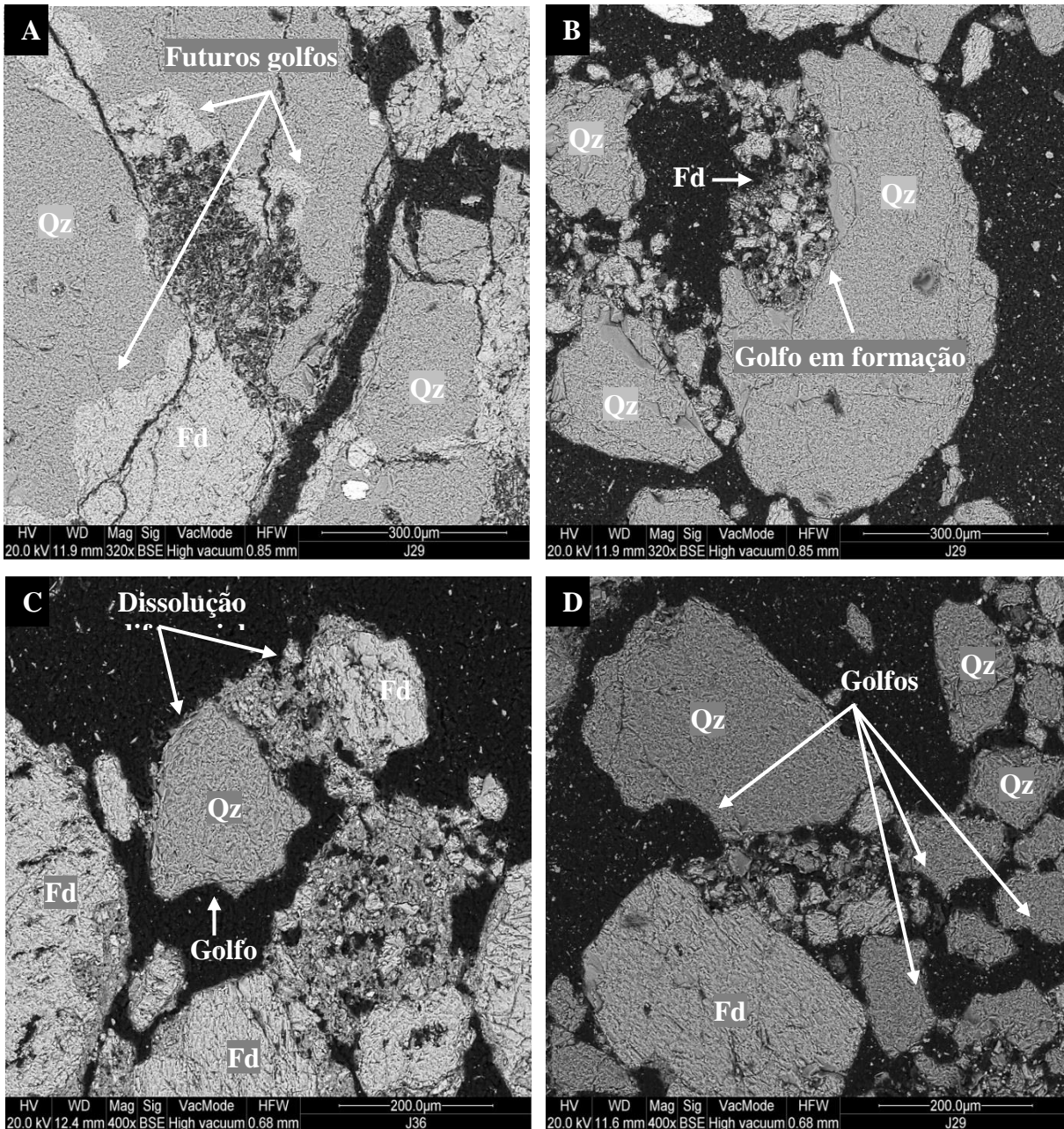


Figura 8 - Fotografias por MEV demonstrando a dinâmica da formação de golfos nos quartzos presentes nos saprolitos originários dos litotipos de estruturas granulares: (A) Envolvimento parcial do quartzo no feldspato; (B) Futuro golfo com resquídeos do feldspato parcialmente dissolvido; (C) Dissolução diferencial entre o feldspato e o quartzo com formação dos golfos e (D) Grãos de quartzo com golfos

Devido à cristalização tardia e o preenchimento dos espaços intercrystalinos, foi observado que o quartzo parece envolver parcialmente outros minerais na estrutura dos granitos. Esse recobrimento parcial ocorreu principalmente sobre os feldspatos. Com o decorrer dos processos intempéricos os minerais parcialmente circundados foram gradativamente dissolvidos, deixando o quartzo com uma morfologia singular em forma de golfo.

3.3.3.1.2 Alterações mineralógicas da muscovita ($K_2(Al_2Si_6)Al_4O_{20}(OH)_4$)

A muscovita foi encontrada em menor quantidade que a biotita em todos os saprolitos. Apesar do menor conteúdo, observou-se que a muscovita estava estruturalmente mais preservada, demonstrando a sua maior resistência ao intemperismo. O grau de preservação deste mineral assemelhou-se ao do quartzo e foi notadamente superior ao dos feldspatos potássicos. A estrutura do filossilicato tende a permanecer preservada até que a concentração de potássio na solução circundante alcance valores muito baixos (BUOL; WEED, 1991).

As diferentes estruturas dos litotipos originários e as respectivas posições dos saprolitos no topo, terço-médio ou baixada de vertentes não influenciaram o grau de alteração da muscovita. A variação climática existente entre a zona da mata, agreste e sertão do Estado também não influenciaram o grau de alteração da muscovita nos saprolitos. Apesar de existir uma variação climática macroambiental, os regimes de drenagem nos microambientes existentes nas estruturas dos saprolitos parecem terem sido semelhantes. A Figura 9 apresenta o grau de alteração da muscovita comumente encontrado nos saprolitos.

O volume da água que percolou até os saprolitos presentes na região mais úmida do Estado pode ter sido previamente reduzido pela estrutura dos solos acima. A presença de horizontes transicionais caracterizados por preenchimento de argila nos poros, denominados BCt por Stolt, Baker e Simpson (1991), nas porções sobrejacentes aos saprolitos desenvolvidos na zona da mata pode ter criado o que Welby (1981), Schoeneberger e Amoozgar (1990) e Vepraskas et al. (1996) descreveram como horizontes de redução da condutividade hidráulica saturada. Estes horizontes podem ter atuado como barreiras físicas à plena percolação da água em regime saturado para as regiões mais profundas dos regolitos.

Os solos sobrejacentes aos saprolitos de gnaisses e granitos presentes nas regiões mais secas do Estado não possuem horizontes transicionais que possam impedir a plena passagem da água percolante durante os escassos, porém, intensos períodos de precipitação no semiárido. Consequentemente, o regime de água nos saprolitos da zona da mata pode ter se

equiparado parcialmente ao regime de água dos saprolitos das regiões mais secas, o que ajuda a explicar a uniformidade no grau de alteração da muscovita e de outros minerais resistentes nas três regiões climáticas do Estado.

O potássio resultante da solubilização da biotita ou dos feldspatos potássicos pode ter mantido temporariamente a concentração da solução circundante em níveis propícios a permanência deste elemento nas entrecamadas da muscovita (BUOL; WEED, 1991). Este fato implicaria em maior preservação da estrutura do mineral. Entretanto, quando quebrado o equilíbrio, a alteração da muscovita ocorreu preferencialmente nas entrecamadas.

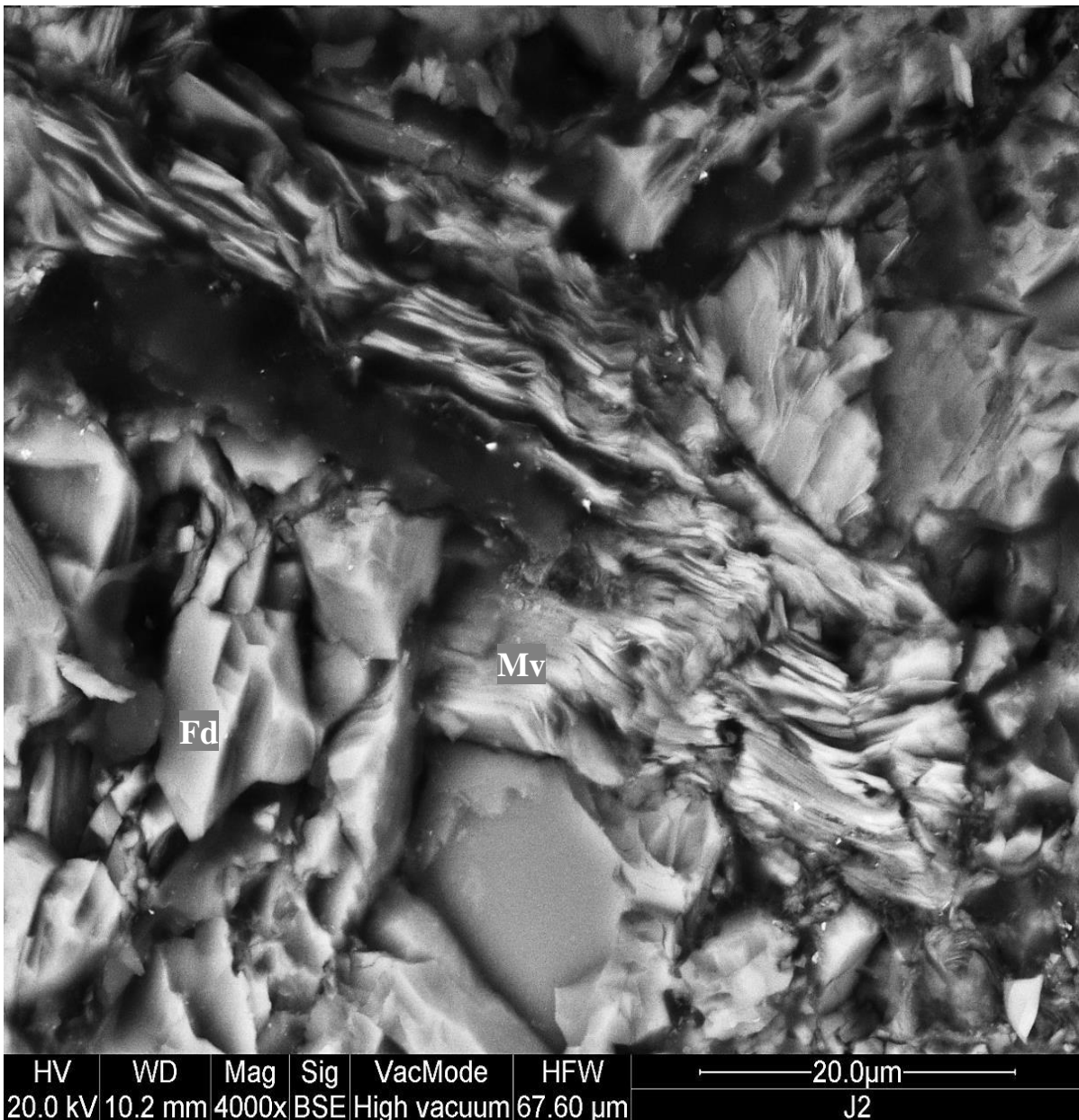


Figura 9 - Fotografia por microscopia eletrônica de varredura demonstrando o grau de alteração da muscovita comumente encontrado nos saprolitos estudados

3.3.3.1.3 Alterações mineralógicas dos feldspatos ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)

Os diferentes graus de alteração de feldspatos presentes em saprolitos distribuídos no sentido leste-oeste do Estado de Pernambuco estão representados na Figura 10. Os plagioclásios foram mais susceptíveis ao intemperismo em comparação aos feldspatos potássicos durante a formação dos macro-saprolitos (Figura 10A), fato também observado por Buol e Weed (1991), Le Pera, Critelli e Sorriso-Valvo (2001) e Dere et al. (2013) durante a evolução de saprolitos de rochas cristalinas. A natureza da intemperização dos feldspatos potássicos assemelhou-se a do quartzo e esteve mais associada à fragmentação física do que a química (Figura 10D).

A variação climática no sentido leste-oeste do Estado de Pernambuco influenciou apenas o grau de dissolução dos feldspatos. Entretanto, o produto secundário proveniente da alteração deste mineral durante a saprolitogênese em todos os litotipos estudados foi a caulinita (Figura 10B). Não foi encontrada nenhuma evidência que a estrutura cristalina do feldspato influenciou a orientação do produto intempérico, a caulinita seguiu um arranjo aleatório nas superfícies corroídas dos feldspatos ou nas fraturas intra, trans e intercristalinas.

Nos saprolitos estudados, os fragmentos dos feldspatos estão estruturalmente revestidos pela caulinita proveniente da sua dissolução somada aos produtos secundários, principalmente óxidos, resultantes da alteração dos minerais máficos vizinhos (Figura 10C).

A alteração diferencial dos feldspatos e a formação secundária da caulinita confirmam as conclusões apresentadas por Calvert, Buol e Weed (1980b), Anand et al. (1985) e Le Pera, Critelli e Sorriso-Valvo (2001) os quais propuseram que os plagioclásios estão entre os primeiros minerais dissolvidos durante a intemperização de rochas cristalinas. Estes estudos também descreveram que as desestruturações dos feldspatos resultam na formação de microfraturas e porosidades intra e transcristalinas posteriormente preenchidas por neoformados (Figura 10G).

Os estudos desenvolvidos por Begonha e Sequeira Braga (2002), Jimenez-Espinosa, Vazquez e Jimenez-Millan (2007) e Bétard (2012), também relataram que a dissolução dos feldspatos implica em pontos de corrosão, preferencialmente nos planos de clivagem (Figura 10F e H), que posteriormente são preenchidos por argilominerais e óxidos secundários formando fases pseudomórficas onde o volume perdido pela dissolução é compensado pela formação secundária (Figura 10A).

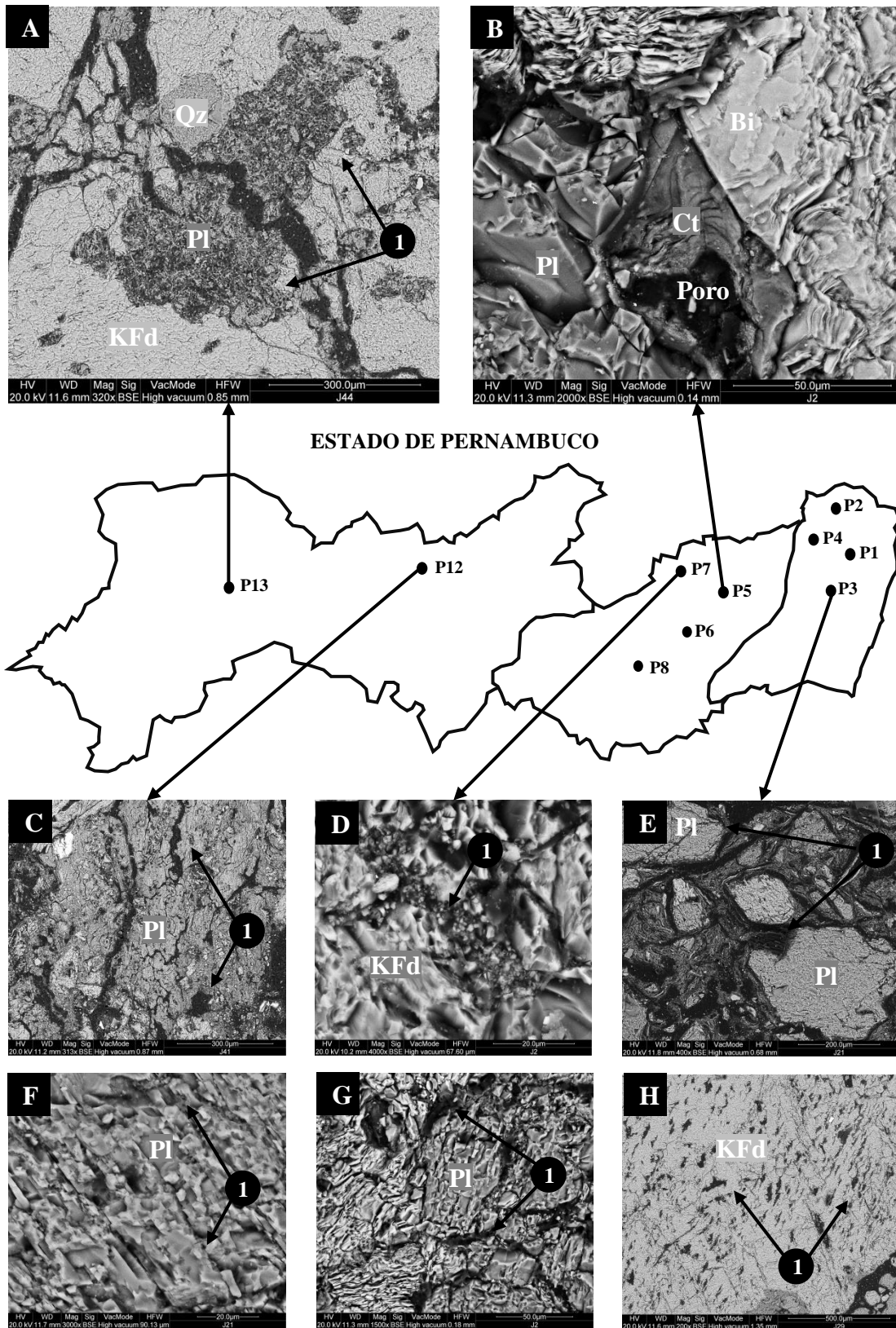


Figura 10 - Fotografias por microscopia eletrônica de varredura da alteração de feldspatos presentes em saprolitos de granito (A e B) e gnaiss (C, D, E, F, G e H), distribuídos no sentido leste-oeste do Estado de Pernambuco: (1) dissolução mineralógica

A eficiência da drenagem dos sistemas de fraturas existentes em saprolitos de rochas cristalinas sob regimes saturados foi descrita por Welby (1981), Vepraskas et al. (1991) e Scholten (1997). Entretanto, o estudo realizado por Driese e McKay (2004) demonstrou que os revestimentos ou preenchimentos por materiais neoformados podem impedir o pleno fluxo da água nas fraturas dos saprolitos (Figura 10B). Este evento implica na conservação da sílica no sistema. Esta hipótese foi confirmada por Anand et al. (1985) ao descrever que plagioclásios tendem a alterar para esmectita e vermiculita nas proximidades de fissuras preenchidas, ao mesmo tempo em que caulinita forma-se próxima a poros bem drenados.

3.3.3.1.4 Alterações mineralógicas da Biotita ($K_2(Al_2Si_6)(MgFe)_6O_{20}(OH)_4$)

A alteração da biotita comumente observada nos saprolitos estudados está representada na Figura 11. Observou-se que, em todos os saprolitos amostrados, a biotita está fortemente alterada e envolta em um precipitado amorfo. A variação climática visualmente influenciou quantitativamente e não qualitativamente a formação dos neoformados. A porção mais interna da estrutura do filossilicato está mais preservada em comparação as bordas (Figura 11A).

A macroestrutura herdada das rochas influenciou a distribuição dos minerais secundários provenientes da biotita. Os saprolitos provenientes dos litotipos com estruturas granulares e gnáissicos apresentaram os mesmos tipos de neoformados. Entretanto, os saprolitos resultantes de gnaisses apresentaram macroestruturalmente resquícios de melanossomas que agrupam a biotita e conseqüentemente a segrega de grande parte dos tectossilicatos presentes nos resquícios de leucossomas (Figura 11B).

A maior quantidade de minerais micáceos nos melanossomas também implica na maior concentração de neoformados resultantes da biotita nos resquícios melanossomáticos. A alteração da biotita explica então o aspecto xistoso dos resquícios de melanossomas presentes nos saprolitos proveniente de gnaisses. Os resquícios de leucossomas destes saprolitos apresentam, no entanto, evidências de revestimento e preenchimento dos seus sistemas de fraturas pelo precipitado oxidado originado nos bandeamentos micáceos (Figura 11A).

Os saprolitos originários de sienitos e granitos apresentaram maior uniformidade na distribuição da biotita e de seus produtos secundários em comparação aos saprolitos de gnaisses. Devido à grande diferença existente entre as estruturas dos saprolitos granulares e gnáissicos, não foi possível inferir sobre qual estrutura implicou em maior quantidade de neoformados provenientes da biotita.

O tipo de neoforado parece ter sido principalmente influenciado pela microestrutura dos saprolitos. Estudos indicam que diversificados microambientes de drenagens resultam em variadas taxas de dessilicatização (KRETZSCHMAR et al., 1997; WHITE et al., 2001; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005).

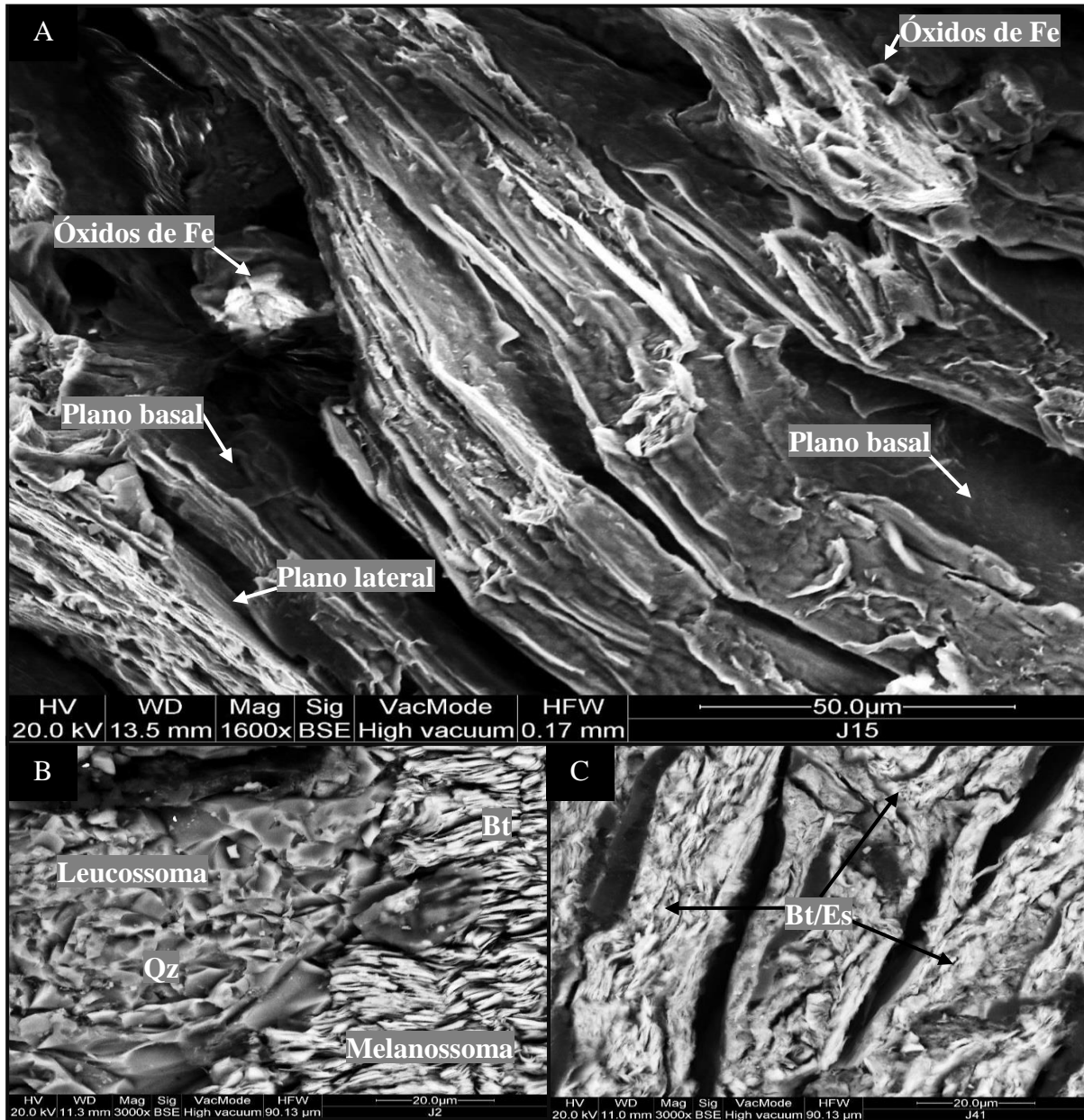


Figura 11 - Fotografias por microscopia eletrônica de varredura de um fragmento de saprolito: (A) morfologia da biotita alterada; (B) Detalhe da interfase entre um leucossoma e um melanossoma; (C) Alteração da biotita frequentemente observada nos saprolitos estudados

O ponto inicial da alteração da biotita ocorreu na região das entre camadas do filossilicato (Figura 11A), este processo provavelmente está associado à substituição dos

elementos internos, principalmente o potássio, por outros elementos da solução circundante. Este processo ocorre simultaneamente à perda da carga estrutural do mineral a qual Buol e Weed (1991) associaram ao processo de oxidação do ferro por absorção de prótons e a perda de componentes estruturais geradoras de cargas.

A perda de potássio e a consequente abertura das entre camadas parece ter sido controlada pela própria estrutura do mineral assim como pelas condições geoquímicas do microambiente circundante. Estudos realizados por Buol e Weed (1991), Kretzschmar et al. (1997) e Le Pera, Critelli e Sorriso-Valvo (2001) demonstraram que a constituição da biotita, principalmente o teor de ferro, resulta em maior propensão para a liberação do potássio das entre camadas. Biotitas com maiores conteúdos de ferro em relação ao magnésio e ao alumínio tendem a alterar mais rapidamente.

Entre as camadas fortemente expandidas e diante da evolução do processo de alteração das bordas, observa-se a penetração do plasma oxidado constituído de neoformados em direção ao interior da estrutura da biotita. O mineral passou então a ficar envolto por material neoformado, porém com a clivagem e a esfoliação ainda claramente visíveis (Figura 11A).

A formação de secundários também foi observada nos planos basais, embora em quantidade inferior à observada nas bordas. O estudo realizado por Kretzschmar et al. (1997) indica que a formação de minerais secundários nos planos basais da biotita está associada aos defeitos cristalográficos que implicam em pontos de dissolução (Figura 11A). A formação de secundários nos saprolitos estudados ocorre preferencialmente nas bordas alteradas.

Os minerais neoformados associados à alteração da biotita foram a esmectita, a caulinita e os óxidos de ferro. A formação de 2:1 esteve associada a microrregiões da estrutura do saprolito com existência de poros revestidos ou preenchidos, o que acarreta em deficiência de drenagem. As regiões microestruturalmente propícias à boa drenagem implicaram na formação de 1:1. Os óxidos puderam ser encontrados de forma generalizada sem relação visível com a drenagem microestrutural.

Não é possível afirmar se a formação de esmectita esteve mais relacionada à transformação direta da biotita, diante da perda generalizada de carga, ou à neoformação resultante da dissolução incongruente do mineral. A perda de carga da biotita tende a transformá-la em vermiculita, é necessária uma perda de carga ainda maior para a formação de esmectita. Entretanto, baseando-se em estudos relacionados à alteração da biotita desenvolvidos por Buol e Weed (1991), Prudêncio et al. (2002) e Sequeira Braga, Paquet e Begonha (2002) e ao aspecto estrutural da esmectita que parece estar interestratificada com a

biotita (Figura 11C), pode-se inferir que os processos de transformação e neoformação devem ter ocorridos simultaneamente durante a formação do saprolito.

Os óxidos resultantes da alteração da biotita apresentam um aspecto amorfo, compondo um precipitado misto. Este precipitado envolve a biotita alterada e também pôde ser observado preenchendo microfaturas (Figura 11A). Em alguns fragmentos, principalmente nas estruturas gnáissicas, o precipitado oxidado ocorreu na forma de manchas distribuídas nos planos basais. A constituição elementar por EDS dos precipitados oxidados demonstrou presença de Ferro, Magnésio, potássio, Silício, alumínio e Titânio (Figura 12). O ferro e o magnésio foram os elementos mais expressivos do precipitado misto e compuseram o que Kretschmar et al. (1997) denominou de “siliceous - amorphous Fe oxyhydroxide”.

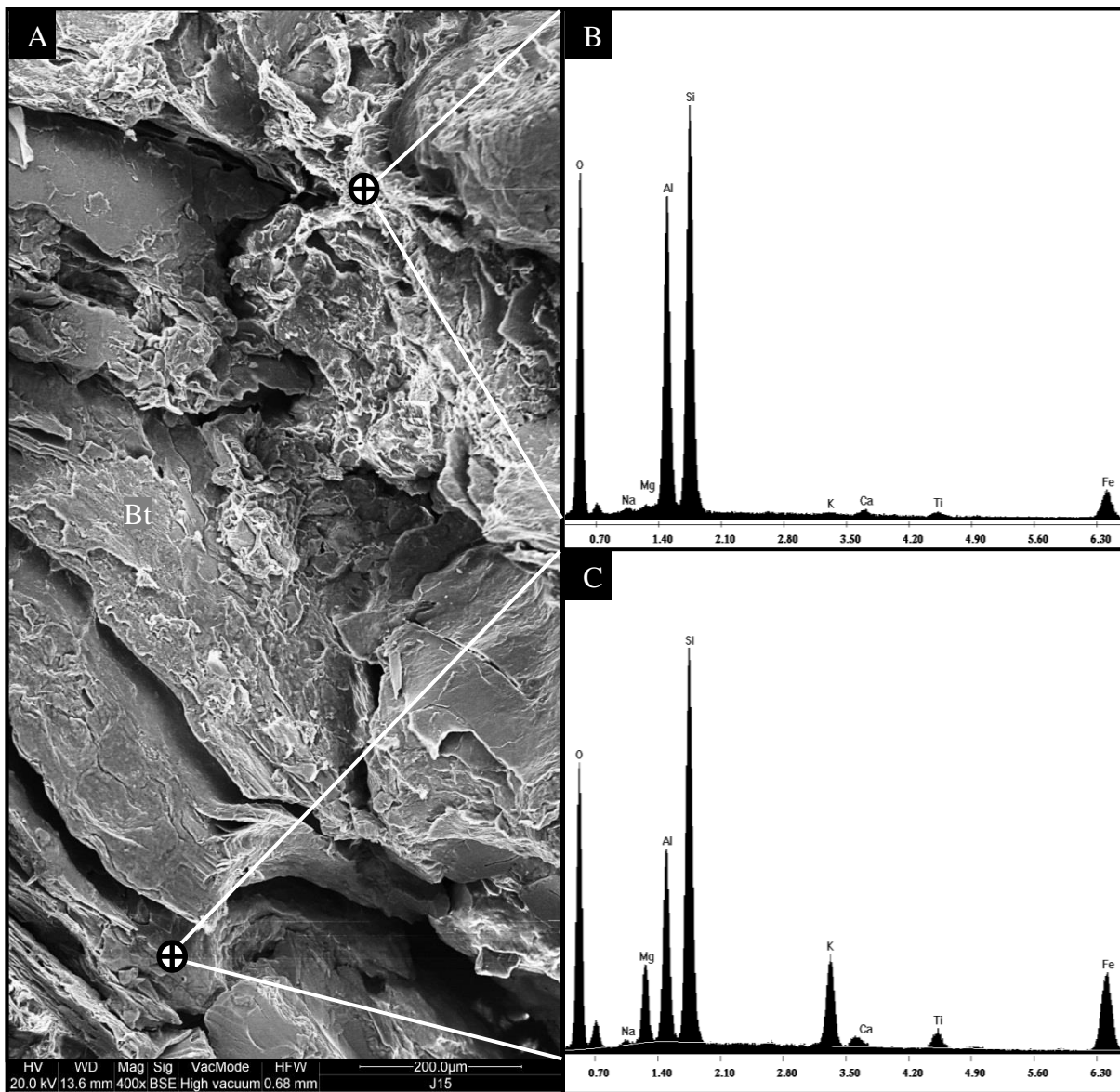
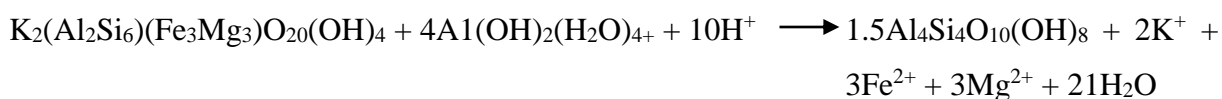


Figura 12 - Fotografia por microscopia eletrônica de varredura demonstrando a formação do precipitado secundário sobre a biotita alterada (A) e a determinação por EDS da constituição elementar do precipitado oxidado (B) e da biotita (C)

Apesar da sua natureza secundária, o precipitado misto apresenta uma constituição elementar semelhante à constituição original da biotita, demonstrando a sua íntima associação com este mineral. O incremento na concentração relativa do alumínio demonstra a natureza caulínica do material. A formação de pseudomorfos biotita-caulinita também foi observada.

A via de formação da caulinita, com reconhecido conteúdo de alumínio proporcionalmente mais elevado que o da biotita, foi relatada por Rebertus, Weed e Buol (1986). Esta formação só é possível em meio ácido e diante o desenvolvimento de uma fase transitória constituída de vermiculita com hidróxido entre camada. A posterior dissolução da vermiculita com hidróxido entre camada seria então a fonte de alumínio necessária para a formação da caulinita. O modelo proposto foi expresso pela equação:



A existência de vermiculita com hidróxido entre camada não foi detectada nos saprolitos estudados. Este fato pode ser explicado pela total conversão do 2:1 para a fase 1:1 mais estável ou pela alteração direta da biotita para pseudomorfos caulinizados sem passar por uma fase detectável de interstratificação biotita-vermiculita, como relatado por Kretzschmar et al. (1997).

Provavelmente as vias de formação da caulinita associadas à biotita podem coexistir. Diferentemente, porém não contraditoriamente, ao estudo desenvolvido por Rebertus, Weed e Buol (1986), outro estudo publicado por Buol e Weed (1991) relatou a neoformação de caulinita a partir da biotita sem a existência de uma fase intermediária constituída de vermiculita.

3.3.3.1.5 Alteração mineralógica da hornblenda $((\text{Na},\text{K})_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_5(\text{Si}_{6-7}\text{Al}_{2-1}\text{O}_{22})(\text{OH},\text{F})_2)$

A hornblenda foi o principal mineral máfico constituinte dos sienitos. A desuniformidade quantitativa e qualitativa deste mineral nos granitos e gnaisses levou a restrição do estudo sobre a sua alteração mineralógica apenas na topoclimossequência formada por P9, P10 e P11 no maciço de Triunfo.

A hornblenda apresentou o maior grau de alteração comparativamente aos demais constituintes minerais. Fato principalmente relacionado à constituição elementar e ao menor

número de contato entre tetraedros de silício na estrutura ciclossilicática do mineral. A estrutura das micas, dos feldspatos e do quartzo apresenta maior número de contato entre tetraedros e consequentemente maior resistência aos processos intempéricos (CALVERT; BUOL; WEED, 1980b; BUOL; WEED, 1991; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002).

A alteração da hornblenda implica em pontos de dissolução na sua superfície que evoluem para formas denticuladas específicas denominadas “dente de serras” (CREMEENS; DARMODY; NORTON, 1992). A dinâmica de dissolução seletiva deste silicato inicia nos planos de clivagens, resultando na deformação estrutural. A evolução da dissolução forma regiões corroídas que se estendem paralelamente ao eixo cristalográfico z em uma posição paralela às cadeias tetraédricas implicando em depressões superficiais (Figura 13A).

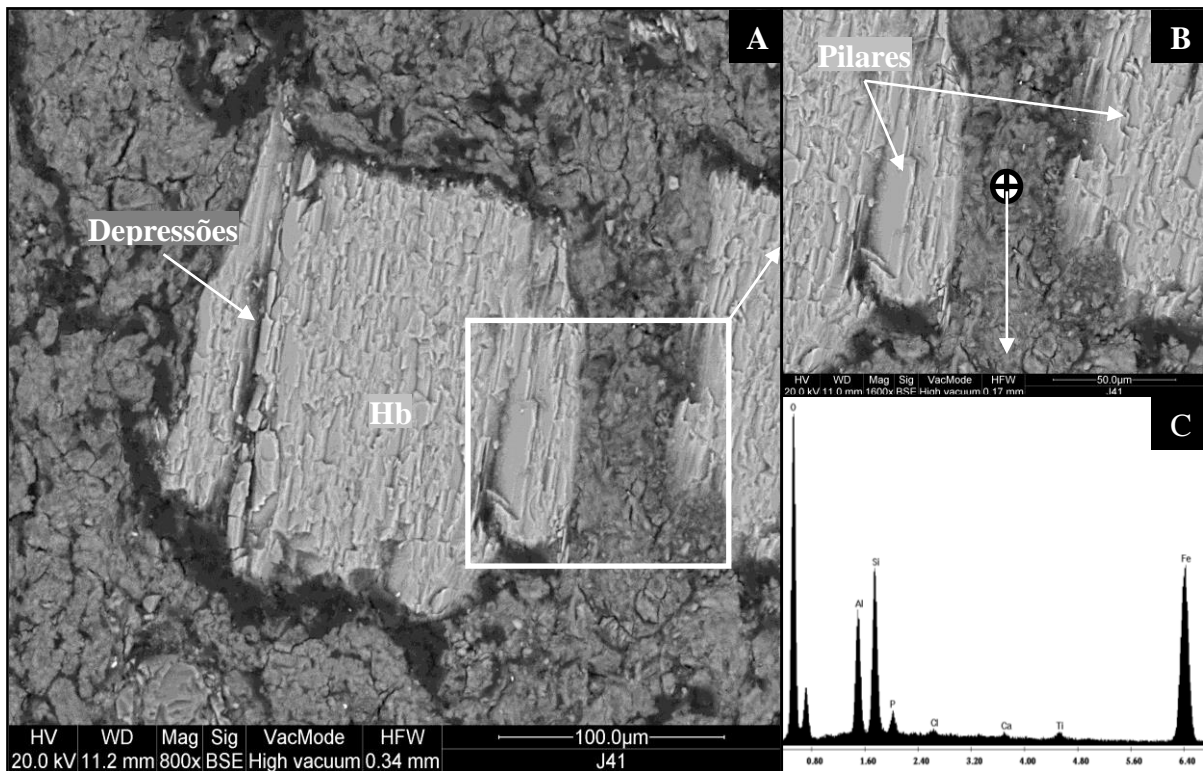


Figura 13 - Fotografias por microscopia eletrônica de varredura do saprolito em P11 demonstrando o grau de alteração da hornblenda (A) com detalhe na formação secundária entre cristais (B) e na constituição elementar do respectivo neoformado (C)

A dissolução da estrutura da hornblenda ocorre seguindo o que parece ser uma sequência. Gradativamente os pontos de corrosão crescem transversalmente e aprofundam-se na superfície do mineral. A morfologia dos dentes de serras é então influenciada pelo grau de dissolução estrutural do silicato (Figuras 13, 14 e 15). Em estágios mais avançados, os dentes

de serras distribuem-se superficialmente intercalando-se extremidade por extremidade “end to end” e lado a lado “side-by-side” entre si. Esta distribuição implica na formação de depressões paralelas que se assemelham a estrias.

Observou-se que os cristais presentes nos saprolitos em P9, P10 e P11 apresentaram formação de dentes de serra distribuídos tanto aleatoriamente como de forma simétricas. Estudo realizado por Cremeens, Darmody e Norton (1992) demonstrou que a estrutura original do mineral implica em variações na distribuição, morfologia e curvatura dos dentes de serra. Em alguns casos, foi observado que partes não dissolvidas permaneceram na superfície alterada da hornblenda formando ilhas da estrutura original com morfologias semelhantes a pilares (Figura 13B). A estrutura da hornblenda, quando em estágios avançados de alteração, é constituída por extremidades angulares denticuladas que se estendem ao longo do mineral através das paredes dos pilares. Este conjunto é intercalado por sulcos de corrosões igualmente transversais (Figura 14A).

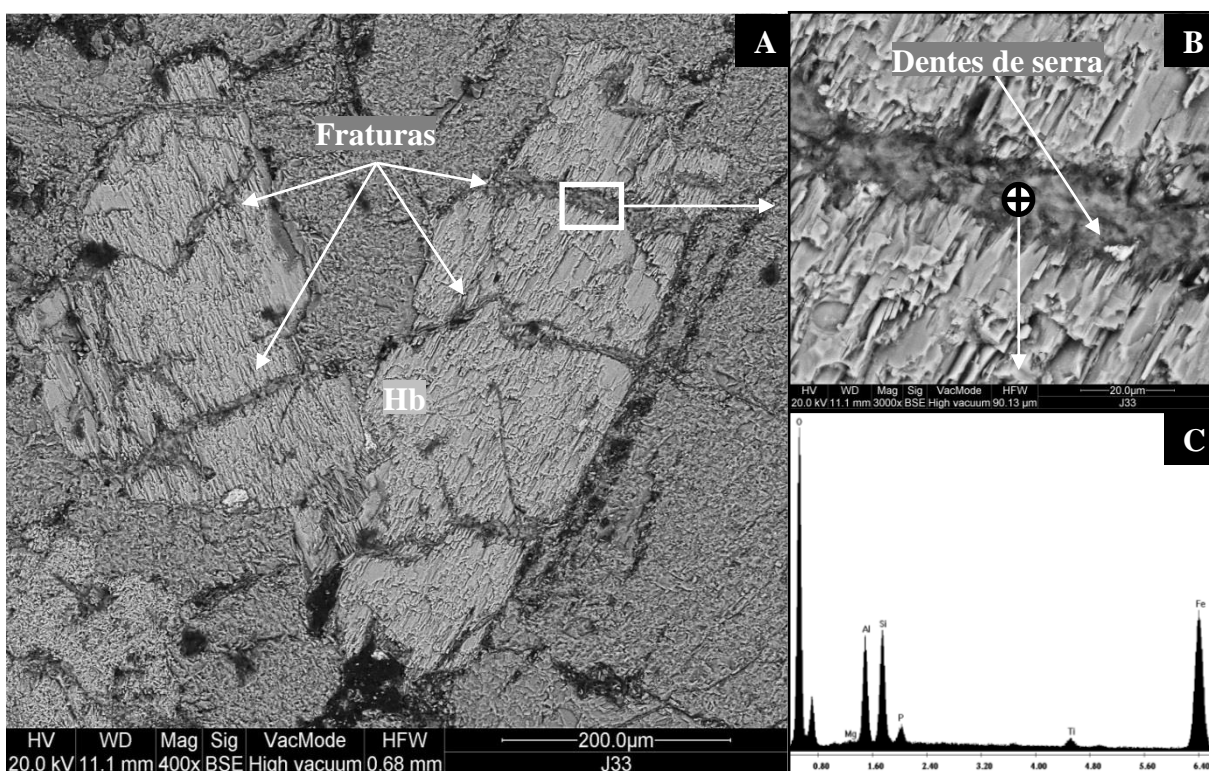


Figura 14 - Fotografias por microscopia eletrônica de varredura do saprolito em P10 demonstrando o grau de alteração da hornblenda (A) com detalhe na formação de “dentes de serras” nos planos fraturados (B) e na constituição elementar do neoformado presente entre fraturas (C)

Padrões de simetrias foram observados entre as extremidades de planos paralelos divididos por fraturas. Estes planos de fraturas ocorreram de forma intra ou transcristalinas e

se formaram preferencialmente ao longo dos planos de clivagem. Os planos de simetria evidenciaram os dentes de serra formados ao longo dos planos fraturados (Figura 14B).

Observando as diferenças entre o grau de alteração da hornblenda nos saprolitos distribuídos no ponto mais baixo P11, no ponto intermediário P10 e no ponto mais alto P9 da topoclimosequência, constata-se que ambas apresentam as terminações denticuladas denominadas “dente de serra”. Entretanto, o grau de dissolução do mineral foi proporcional à altitude do ponto onde o saprolito foi intemperizado. No saprolito em P11, não foi observado formação de secundários em fraturas intracristalinas (Figura 13).

No saprolito da posição intermediária em P10, os dentes de serra da hornblenda estenderam-se ao longo do mineral através dos pilares. Também foram observados sistemas de fraturação intra e trans cristalinas preenchidas por neoformados (Figura 14). O elevado grau de alteração da hornblendas presente no saprolito em P9 resultou em dissolução generalizada em toda estrutura do mineral (Figura 14).

A observação do estado de desenvolvimento dos dentes de serra no ponto mais úmido da topoclimosequência leva a inferir que o grau de alteração da hornblenda pode ser então influenciada pelo regime de água no regolito (Figura 15A).

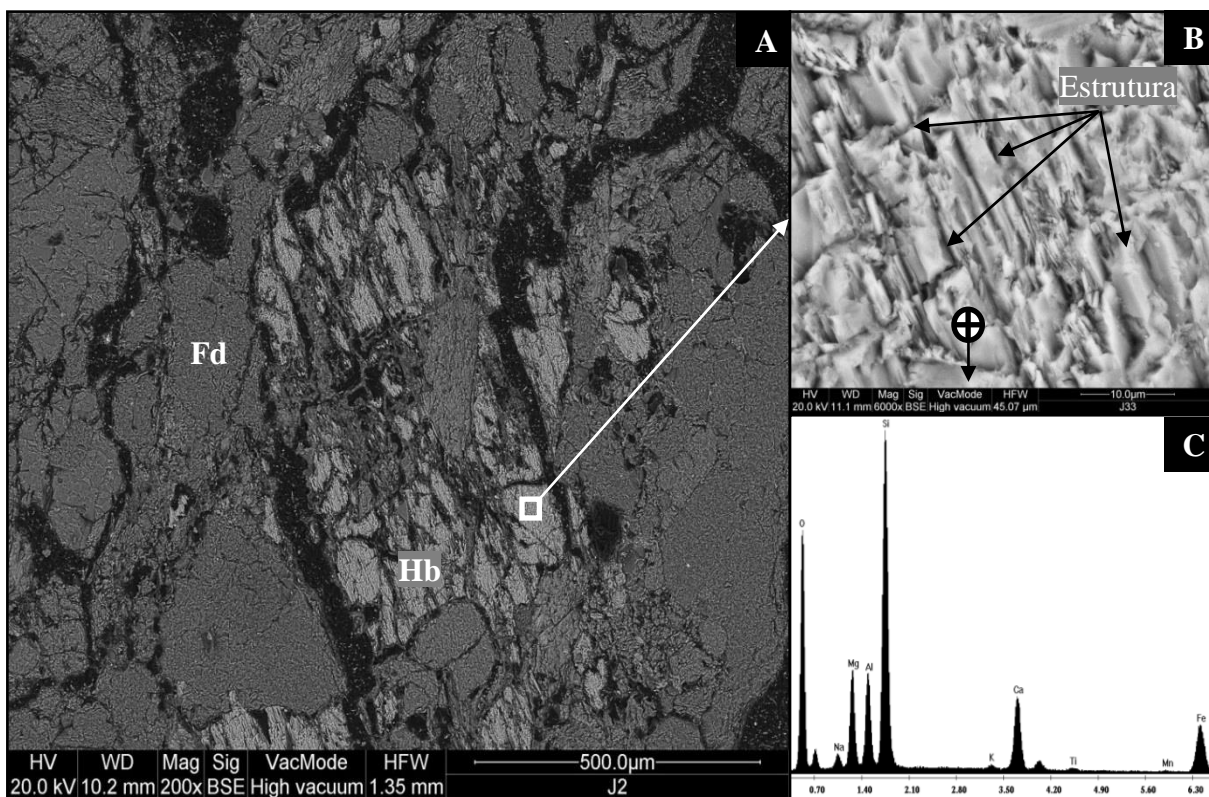


Figura 15 - Fotografias por microscopia eletrônica de varredura do saprolito em P9 demonstrando o grau de alteração da hornblenda (A) com detalhe na estrutura alterada (B) e respectiva determinação por EDS da constituição elementar original da hornblenda (C)

A morfologia que a hornblenda assume durante a alteração pode ser fortemente influenciada pela estrutura original do mineral ou pelas condições geoquímicas microambientais (Figura 15B). Foram observadas ocorrências localizadas de perfeito desenvolvimento morfológico de alguns dentes de serras em P11. No entanto, extremidades denticulares imperfeitamente formadas foram observadas em posições vizinhas. Este fato provavelmente está relacionado à existência de microambientes propícios a dissolução ou a preservação da estrutura do mineral, assim como a possível variação da resistência da estrutura adjacente à dissolução. Nestes casos, os fatores microambientais também se sobrepuseram aos macroambientais.

Os produtos secundários provenientes da dissolução da hornblenda foram esmectita, caulinita e óxidos de ferro. Estes minerais formam precipitados secundários distribuídos principalmente ao longo dos planos de clivagens laterais e basais ou entre as fraturas intra e transcrystalinas. As regiões mais claras nas imagens do MEV indicam elevada densidade estrutural do precipitado que acompanha preferencialmente os planos de clivagens do mineral, o que sugere a forte presença de ferro (Figura 16A).

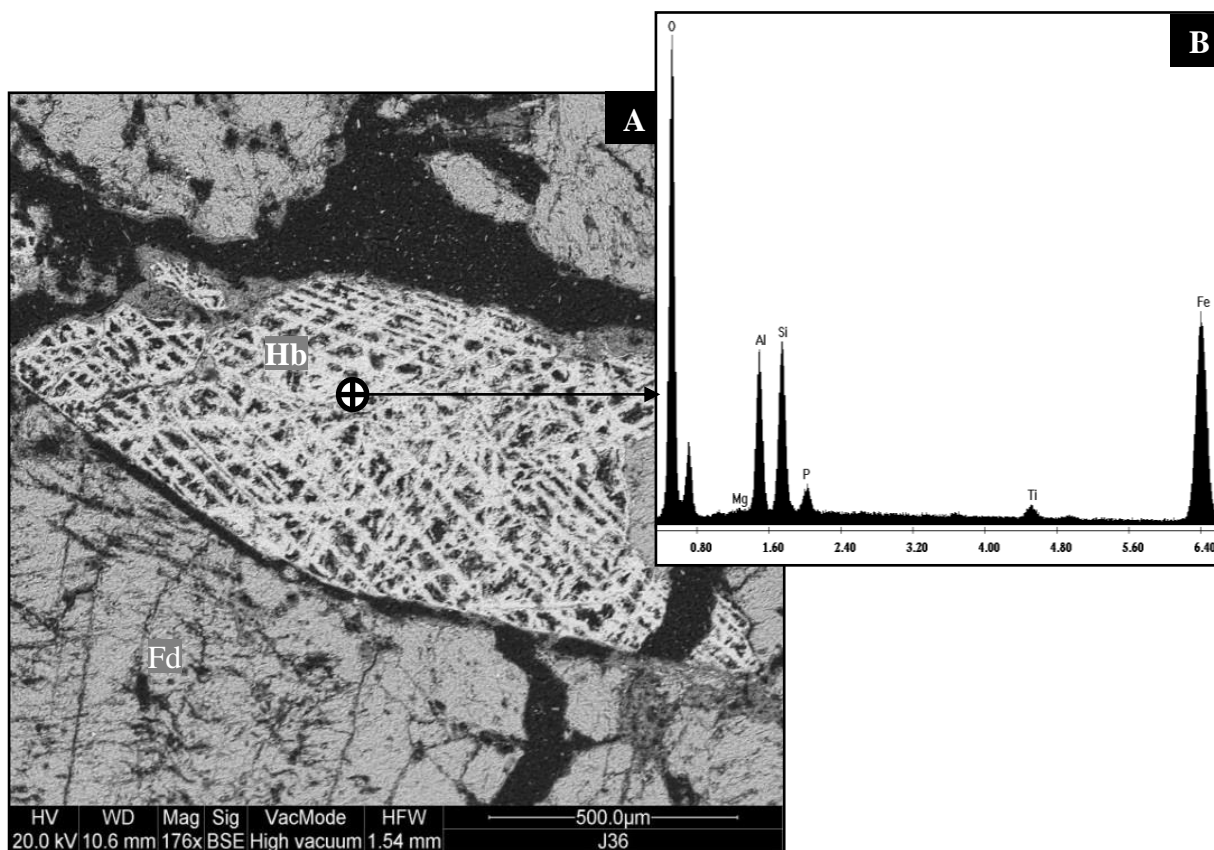


Figura 16 - Fotografias por microscopia eletrônica de varredura no saprolito em P9 demonstrando a formação de precipitados ao longo dos planos de clivagem da hornblenda (A) e a respectiva constituição elementar por EDS demonstrando a natureza mista formada por caulinita e óxidos de ferro (B)

A análise elementar por EDS do precipitado confirmou a sua constituição ferruginosa. Em adição, a relação entre silício e alumínio no precipitado também indicou a formação de caulinita (Figura 16B). A análise por EDS detectou uma constituição diferente para o precipitado associado à hornblenda no saprolito em P11. Trata-se de uma constituição com quantidade de alumínio inferior ao observado no precipitado caulínico (Figura 13C).

Pode-se inferir que o conteúdo de intermediário alumínio entre os teores do mineral original (Figura 15C) e o do precipitado caulínico (Figura 14C) pode estar relacionado à formação de uma fase intermediária constituída de esmectita com hidróxido entre camadas. O estudo desenvolvido por Buol e Weed (1991) descreveu a formação de esmectita com hidróxido entre camadas como precursora da caulinita durante a alteração de hornblenda.

3.3.4 Relação intemperismo-paisagem

O estudo da relação intemperismo-paisagem visou detectar variações na dinâmica da intemperização de rochas devido às suas respectivas posições em vertentes. Os resultados levam a inferir que a manifestação de diferentes estruturas nos saprolitos de gnaisses distribuídos nas posições de baixada P3, terço médio P4 e topo P2 de distintas vertentes podem estar associadas às suas respectivas posições (Figura 17).

No entanto, inúmeras outras variáveis também podem influenciar o grau de intemperização das rochas e a diferenciação estrutural dos respectivos saprolitos (CADY, 1951; CALVERT; BUOL; WEED, 1980a; MURPHY et al., 1998; DRIESE; MCKAY, 2004). Com o intuito de amenizar a ação destas variáveis, os pontos escolhidos foram padronizados quanto à estrutura, à constituição mineralógica do litotipo, ao clima, à vegetação e à morfologia do solo sobrejacente.

Estudos relacionados à influência da posição da paisagem sobre o grau de intemperização do saprolito também foram desenvolvidos por Stolt, Baker e Simpson (1993a), Le Pera e Sorriso-Valvo (2000) e Begonha e Sequeira Braga (2002). A principal diferença macroestrutural entre os saprolitos em P3, P2 e P4 foi o grau de esfoliação dos resquícios de melanossomas.

Os processos intempéricos que resultam na esfoliação da estrutura de rochas ricas em micas são difíceis de interpretar (SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSEN; SCHOTTE, 1997; MURPHY et al., 1998; BRONGER, 2007). No entanto, parece existir um consenso que se trata da manifestação macromorfológica da dissolução das entre camadas das micas

ocorrentes em escalas microscópicas (BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; MCVAY et al., 2004).

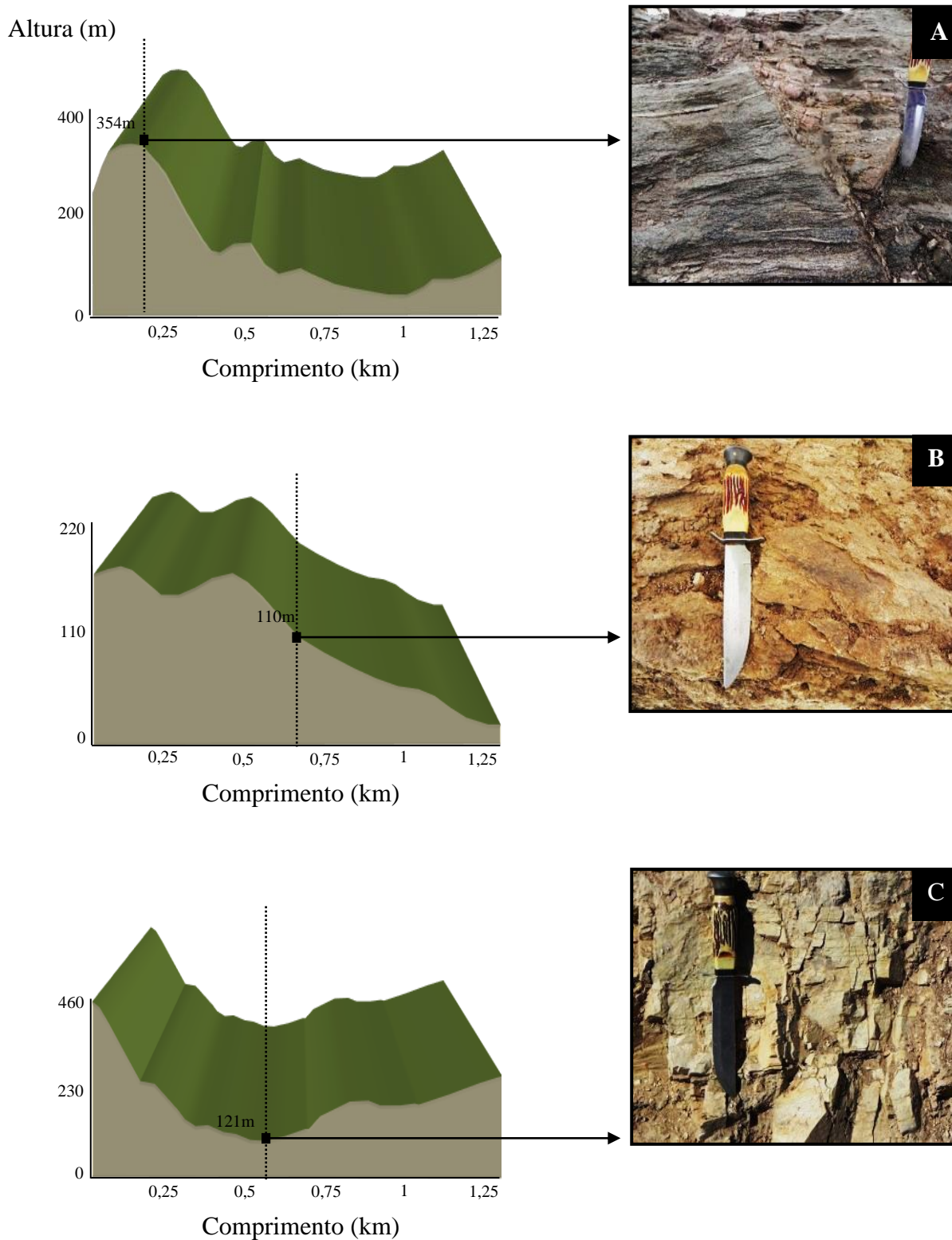


Figura 17 - Estrutura dos saprolitos distribuídos nas posições de topo P2 (A), terço médio P4 (B) e baixada P3 (C) de diferentes vertentes na zona da mata do Estado de Pernambuco

A dinâmica da água na subsuperfície está diretamente associada à perda de elementos e à dissolução das entrecamadas das micas, processo que resulta na formação de macrofoliações denominadas de xistosidade (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997). Em adição, o volume de água percolante através dos produtos intempéricos é fortemente influenciado pela localização dos litotipos nas diferentes posições de vertentes (WELBY, 1981; SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990; VEPRASKAS et al., 1996).

O grau de xistosidade da estrutura do saprolito é um atributo que pode ser utilizado como parâmetro para evidenciar o comportamento hidráulico na subsuperfície. O desenvolvimento de xistosidade é um evento comum em saprolitos de gnaisses, no entanto, as descrições de campo demonstraram que o grau de xistosidade observado no saprolito em P2, posicionado no topo da vertente, foi nitidamente superior ao descrito no saprolito em P3, presente na posição de baixada. O grau de xistosidade aumentou de P3 para P4, assim como de P4 para P2.

O saprolito em P3 apresentou fraturas verticais principalmente resultantes de alívio de pressão e fraturas horizontais formadas preferencialmente nos planos de clivagens das micas presentes nos resquícios de melanossomas (Figura 17C). Entretanto, foi observado um desenvolvimento incipiente de xistosidade.

Estudos realizados por (SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990; GEORGE, 1992; MCKAY et al., 2005) demonstraram que as regiões de baixada tendem a acumular o aporte de água resultante das posições superiores, o que resulta em uma drenagem ineficiente. A deficiência de drenagem característica das baixadas implicariam então na baixa dissolução da entrecamadas das micas e conseqüentemente no baixo desenvolvimento da xistosidade.

O saprolito em P4 está posicionado no terço médio de outra vertente (Figura 17B), posição onde os estudos sobre a dinâmica da água em subsuperfície descrevem os mais intensos fluxos da água subsuperficial (SCHOENEGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995; VEPRASKAS et al., 1996; LI et al., 1997). A elevada intensidade do fluxo da água percolante implicou na maior dissolução das entre camadas das micas e no mais alto grau de xistosidade dentre os três pontos das vertentes.

O saprolito em P2 está posicionado no topo de uma terceira vertente. Nesta posição a intensidade do fluxo subsuperficial é reconhecidamente intermediária entre as descritas na literatura científica para as posições de terço médio e baixada (O'BRIEN; BUOL, 1984; WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; SCHOENEGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995),

consequentemente o grau de xistosidade também atingiu um grau intermediário entre as demais posições.

Estudos já descreveram que a variação no grau de intemperização de saprolitos é resultante de eventos provenientes da intemperização subsuperficial diferencial existente nas diferentes posições da vertente (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993a; BRAUN et al., 2012; BÉTARD, 2012). Os resultados levam a inferir que a posição na paisagem também deve ter influenciado a intemperização dos saprolitos derivados dos granitos e sienitos contemplados neste estudo.

No entanto, estudos relatam que em rochas granulares, onde não existem bandeamentos micáceos, a intemperização subsuperficial ao longo da vertente implica em esfoliação ao invés de xistosidade (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002). A esfoliação é um processo que também parece estar ligado à presença de micas, porém, em litotipos com conteúdos inferiores a 30% deste mineral (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000).

3.3.5 Diferenciação dos produtos do intemperismo

Os resultados geoquímicos e micromorfológicos obtidos neste estudo indicam que a maior dificuldade para a diferenciação entre os domínios da saprolitogênese e da pedogênese provém da determinação de onde o processo de intemperização isovolumétrico cessa e onde começa a perda da isovolumetricidade (CADY, 1951; CALVERT; BUOL; WEED, 1980a; RICE; BUOL; WEED, 1985).

A espessura da transição entre a região isovolumétrica e a região não isovolumétrica parece ser dependente do tipo de rocha. Os perfis derivados de granito apresentam transições graduais (BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BORRELLI et al., 2014). Para os gnaisses e os sienitos as transições são mais abruptas (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991, 1992; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

3.3.5.1 Diferenciação por atributos físicos e químicos

Os atributos físicos (teor de cascalho e densidade da partícula) e químicos (Fe_d , Al_d e Si_d), sugeridos por Stolt, Baker e Simpson (1991) para diferenciação entre os produtos intempéricos demonstram variações com a profundidade em todos os perfis. Estes parâmetros

tendem a mudar tanto bruscamente como gradualmente em secções identificadas como transicionais entre os produtos isovolumétricos e não isovolumétricos (Figura 18).

Os teores de cascalho apresentaram decréscimo da região isovolumétrica em relação à região não isovolumétrica. Este fato deve-se à maior fragmentação ou dissolução das frações grossas nos horizontes mais superficiais, o que evidencia o maior grau de intemperização da região superficial (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995).

O maior grau de alteração da assembleia mineralógica primária e a maior formação de argilominerais na região não isovolumétrica implicaram em maiores conteúdos da fração argila e no decréscimo no conteúdo de cascalho (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; SCARCIGLIA et al., 2005).

Os teores de Fe_d e Al_d também evidenciaram o maior grau de intemperização em superfície. Os conteúdos de Fe_d e Al_d , associados a produtos secundários, são inversamente proporcionais aos teores de cascalho em todos os perfis e devem seguir a mesma tendência dos respectivos teores de argila (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993b; BRAUN et al., 2012; BÉTARD, 2012).

A diferença entre a constituição mineralógica de melanossomas e leucossomas (REBERTUS, WEED, BUOL, 1986; KRETZSCHMAR et al., 1997; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001), assim como a diferença estrutural entre os produtos isovolumétricos e não isovolumétricos (RICE; BUOL; WEED, 1985; BÉTARD, 2012; HEWAWASAM et al., 2013), resultaram em variações nos valores dos atributos analisados, especialmente para a densidade das partículas.

Segundo os atributos sugeridos por Stolt, Baker e Simpson (1991), as transições entre a região isovolumétrica e não isovolumétrica dos perfis estudados podem ser separadas em dois grupos: (1) os produtos intempéricos em P1, P2, P3, P4, P7, P8, P10, P11 e P12 apresentaram transições menos espessas, ocorrendo nos horizontes C mais profundos ou nos horizontes Cr superiores e (2) os produtos intempéricos em P5, P6 e P13 apresentaram transições mais espessas, ocorrendo desde a porção inferior dos horizontes B até os horizontes Cr ou desde horizontes C intermediários até horizontes Cr superiores.

A transição entre a região isovolumétrica e não isovolumétrica em P5, P6 e P13 ocorre através de dois ou mais horizontes C até o horizonte saprolitogênico Cr. Este fato pode ser atribuído ao processo de arenização. Este processo tende a uniformizar os atributos utilizados como parâmetros entre os produtos isovolumétrico e não isovolumétrico destes perfis (SEQUEIRA BRAGA et al., 1989, 1990; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002).

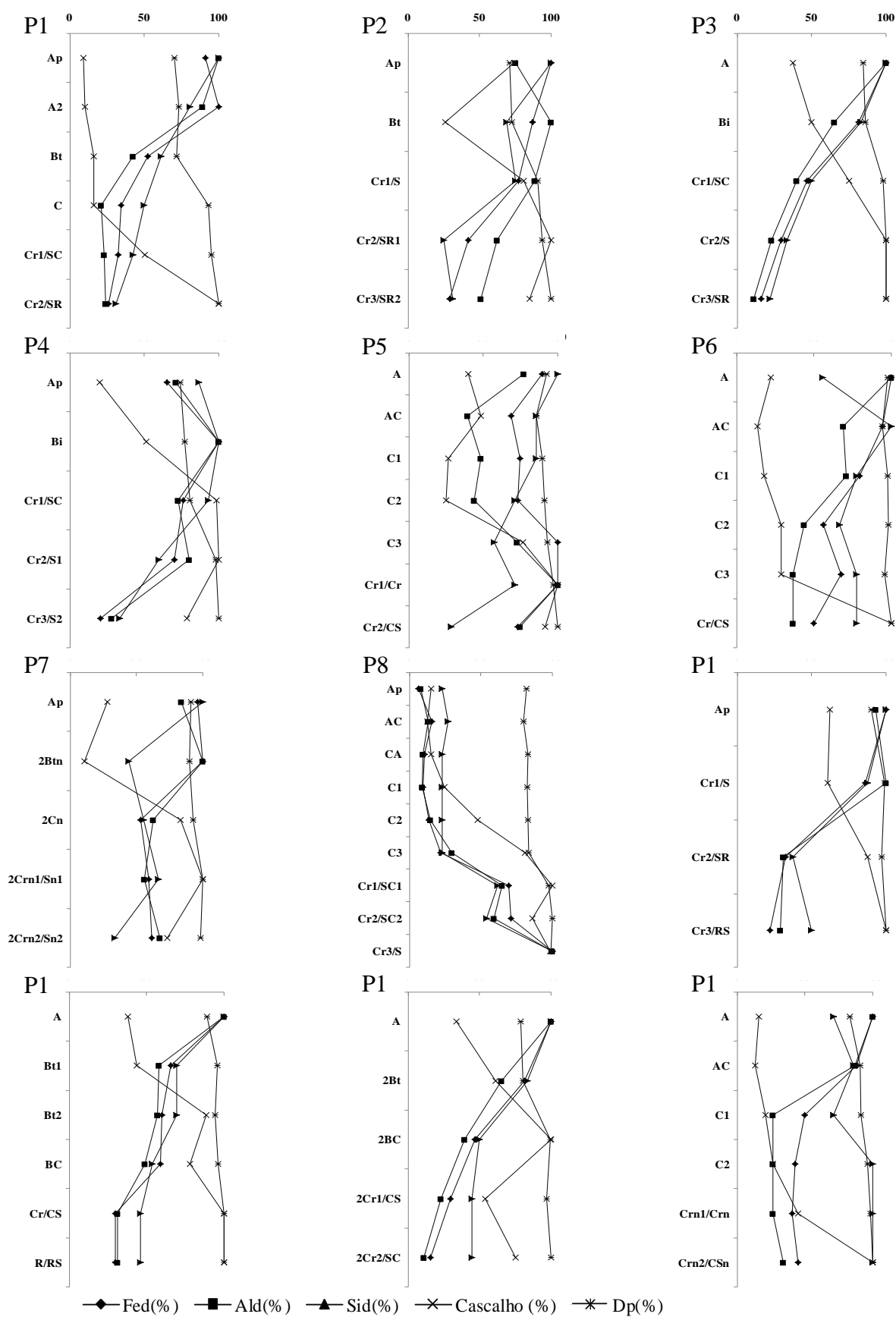


Figura 18 - Determinação da transição entre os produtos intempéricos dos litotipos estudados baseado no proposto por (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991)

A estrutura dos gnaisses ou a maior susceptibilidade ao intemperismo dos sienitos parecem ter contribuído para transições menos espessas entre os produtos intempéricos de P1, P2, P3, P4, P7, P8, P10, P11 e P12 (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BORRELLI et al., 2014).

3.3.5.2 Diferenciação pela micromorfologia

A microestrutura dos produtos intempéricos variou de blocos subangulares na região não isovolumétrica A e B (Figura 19) para apedal na região isovolumétrica C (Figura 20). Os horizontes B tiveram agregações mais evidentes, bem como estruturas em blocos subangulares melhores definidas que os horizontes pedogênicos BC sobrejacente as regiões isovolumétricas.

As distribuições relativas mais frequentes na região não isovolumétrica foi a porfírica em P1, P2, P3, P4, P7, P9 e P10, P11 e mônica-gefúrica em P5, P6, P8 e P13. A presença de preenchimentos de poros por argila com padrões de extinções sob luz polarizada cruzada foi observada na região isovolumétrica de alguns perfis. Este processo assemelha-se aos descritos por Stolt, Baker e Simpson (1991) em horizontes denominados (Ct) (Figura 21).

As regiões isovolumétricas exibem microestruturas do tipo controlada pela rocha “rock-controlled microstructure” (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991). O termo controlado pela rocha é utilizado devido à ausência de um termo específico para descrever a microestrutura do saprolito.

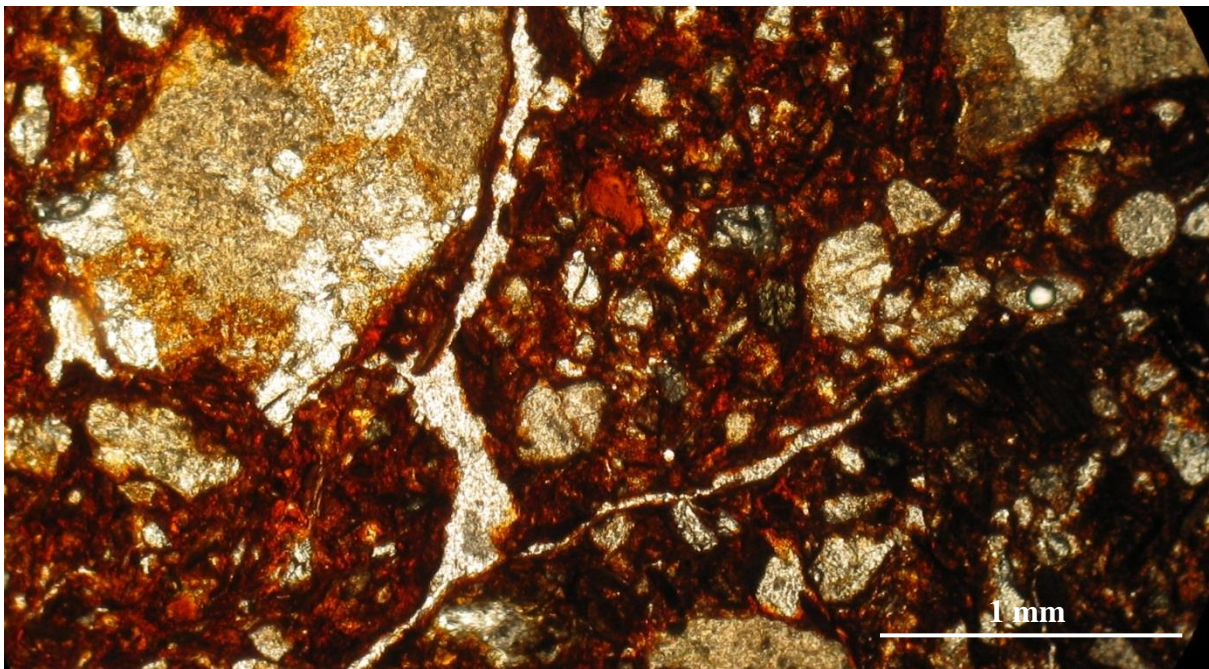


Figura 19 - Blocos subangulares no horizonte Bt da região não isovolumétrica de P1. PPL

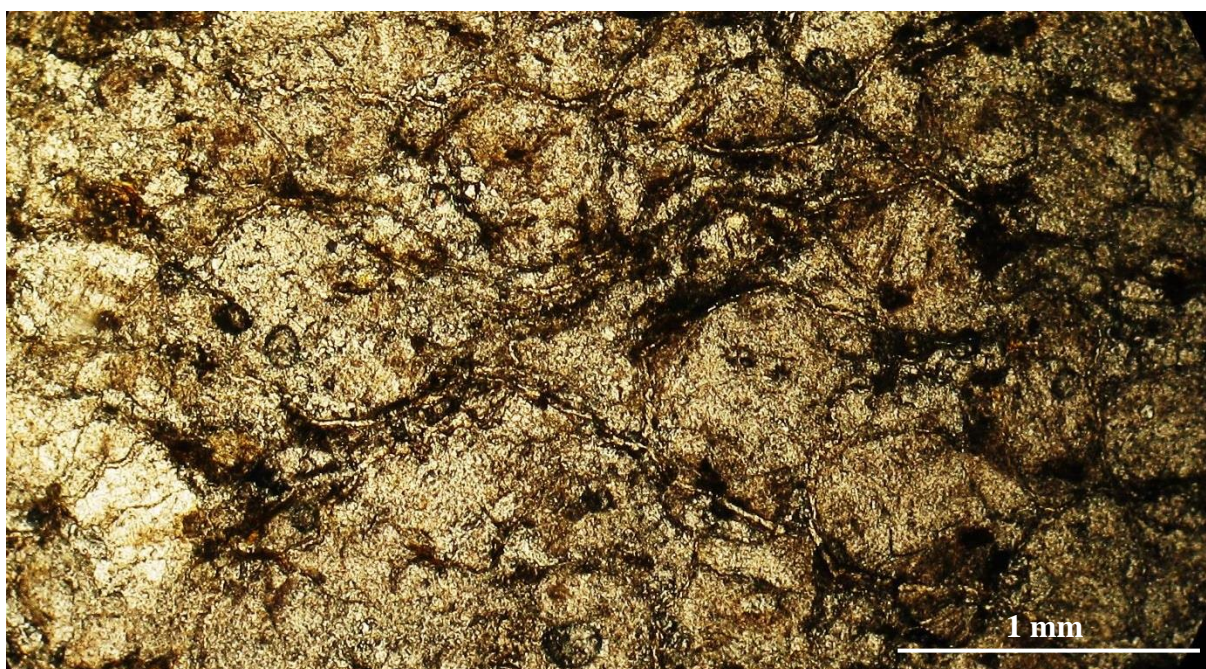


Figura 20 - Estrutura apedal no horizonte C3 da região isovolumétrica de P5. PPL

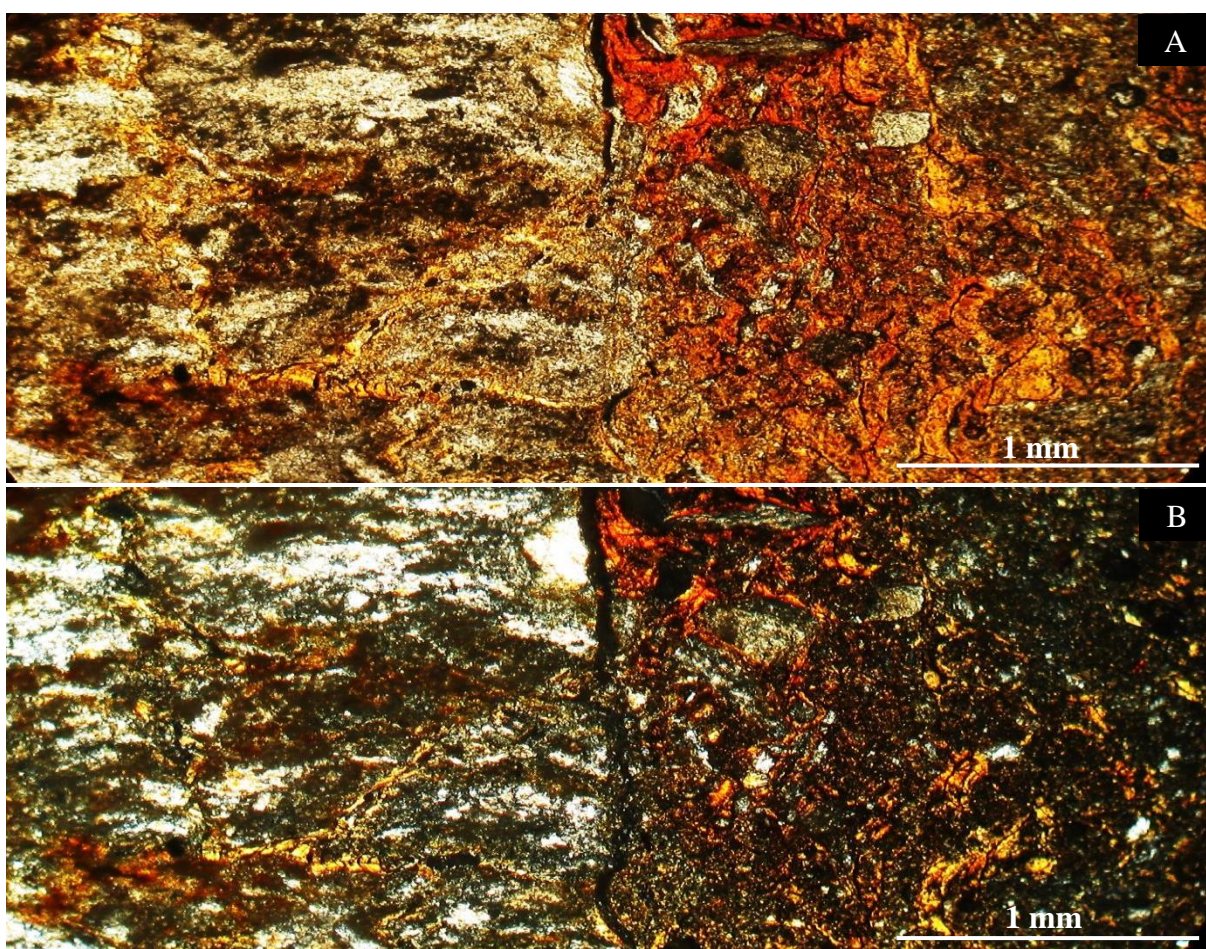


Figura 21 - Horizonte saprolitogênico de P2 com preenchimento de poros por argila e padrões de extinções sob luz polarizada cruzada semelhante aos descritos por Stolt, Baker e Simpson (1991) em horizontes denominados (Ct). (A) PPL. (B) XPL

Nos perfis derivados de gnaisses, as regiões com estrutura “rock-controlled” são compostas de fragmentos paralelos geralmente orientados no sentido dos bandeamentos da rocha. Já nas regiões isovolumétricas derivadas de granitos e sienitos, os fragmentos parecem ser formados a partir do surgimento de sistemas de fraturas inter e transcristalinas. Microestruturas semelhantes foram descritas por Stolt, Baker e Simpson (1991), Kretzschmar et al. (1997) e Le Pera, Critelli e Sorriso-Valvo (2001).

3.3.5.2.1 Diferenciação micromorfológica em P1, P2 e P3

As regiões isovolumétricas de P1, P2 e P3 são constituídas por melanossomas e leucossomas intemperizados com estrutura do tipo “rock-controlled”. As estruturas aparentam ter sofrido pouca perda, porém observa-se considerável porosidade do tipo canais resultantes da evolução das fraturas. A região isovolumétrica superior apresenta incremento no número de poros complexos em comparação às inferiores. Observa-se redistribuição de fragmentos na escala milimétrica, a exemplo do preenchimento de poros com fração grossa. No entanto, a isovolumetricidade macroscópica é conservada (Figura 22).

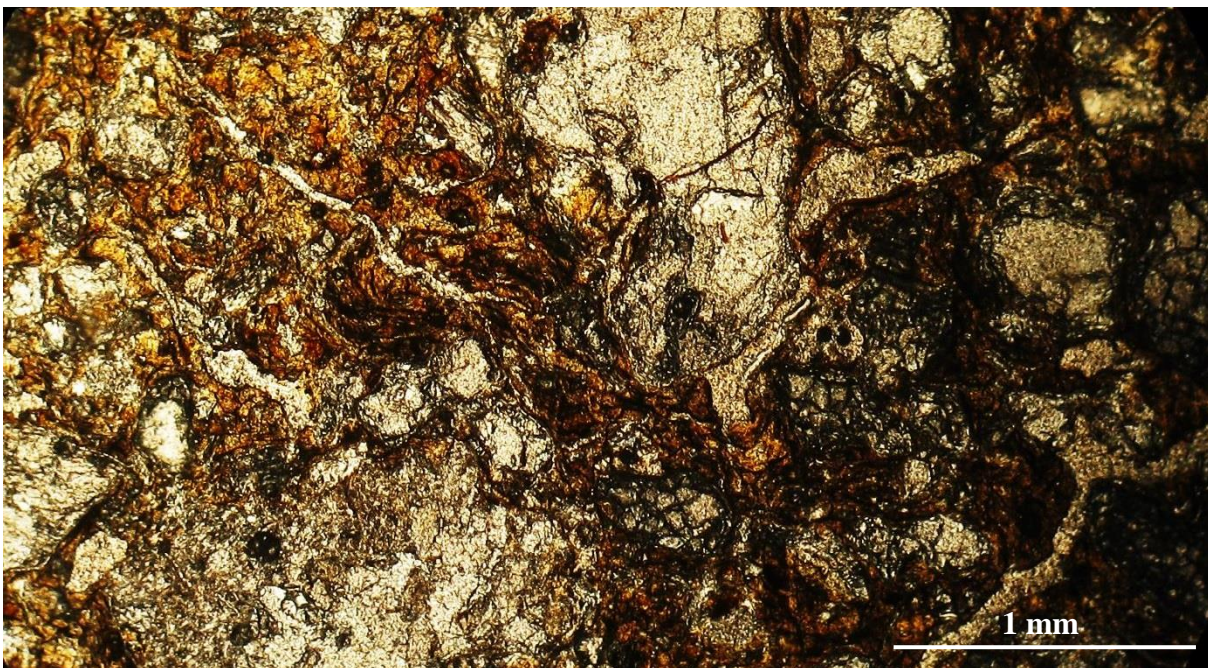


Figura 22 - Estrutura do tipo “rock-controlled” com redistribuição de fragmentos na escala milimétrica e conservação da isovolumetricidade no saprolito de P3. PPL

Os Minerais ricos em ferro presentes na região isovolumétrica, provavelmente piroxênio e/ou anfibólio, estão completamente alterados, formando o que aqui se descreve como nódulos ferruginosos com morfologia “amiboidal” (Figura 23). Diferente da mica, estes

minerais ricos em ferro formam um produto vermelho escuro. Infere-se que estes nódulos evoluirão para nódulos típicos e impregnativo na região não isovolumétrica.

Na região isovolumétrica, observa-se maior proporção de micas formando pseudomorfos esverdeados 60%, seguido de micas formando pseudomorfos de coloração bruno-amarelada 40%. Quando com coloração esverdeada ou bruno-amarelada, ainda é possível observar a morfologia filossilicática. Resquílios de leucossomas que provavelmente limita o desenvolvimento da pedogênese sobre a região isovolumétrica podem ser observados na transição entre os produtos intempéricos dos três perfis.

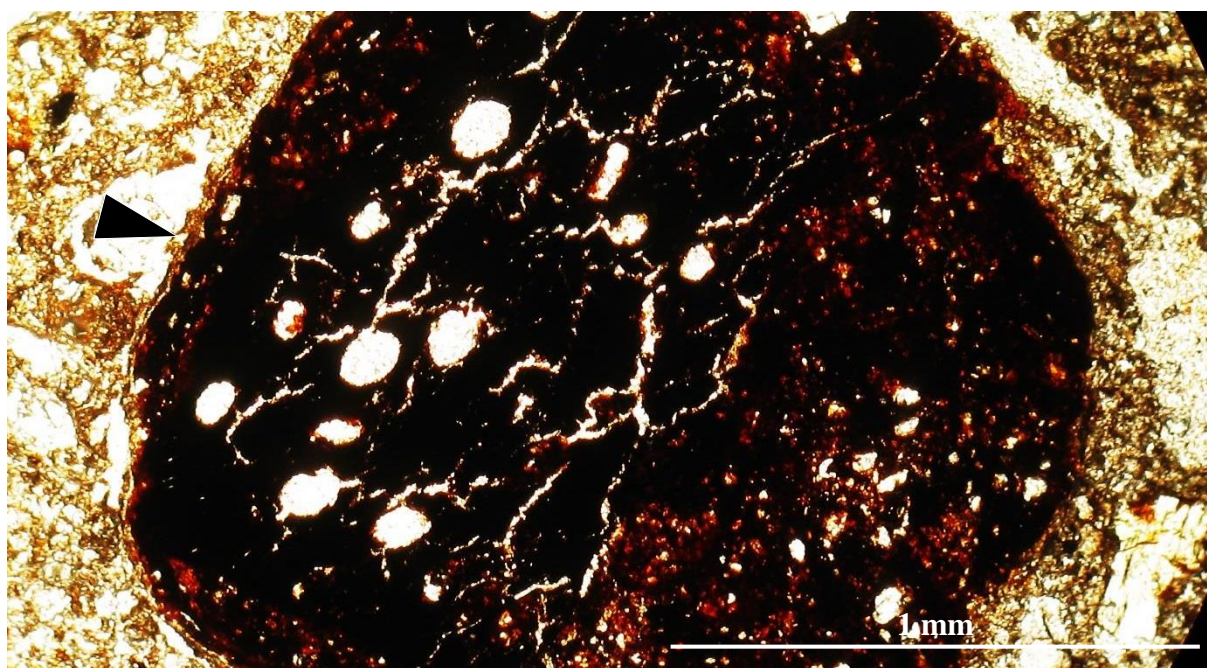


Figura 23 - Nódulo ferruginoso do tipo “aggregate nodule” com morfologia amiboidal presente na região isovolumétrica de P2. PPL

As regiões não isovolumétricas de P1, P2 e P3 parecem serem produtos da evolução da região isovolumétrica. No entanto, não é possível afirmar se o material de origem é o saprolito subjacente. São observados elevados graus de dissolução dos minerais facilmente intemperizados com conseqüente formação de argilominerais secundários. A fração grossa, e a fração argila foram redistribuídos pela ação de processos pedogênicos, principalmente por ação biológica, resultando na perda total da isovolumetricidade.

A fração grossa presente na região não isovolumétrica, principalmente o quartzo, apresenta impregnação por óxidos de ferro. Nódulos ferruginosos do tipo impregnativo bastante evoluídos podem ser observados de forma generalizada em todos os horizontes do solo (Figura 24). Estes nódulos provavelmente são derivados dos nódulos ferruginosos com morfologia “amiboidal” descritos na região isovolumétrica.

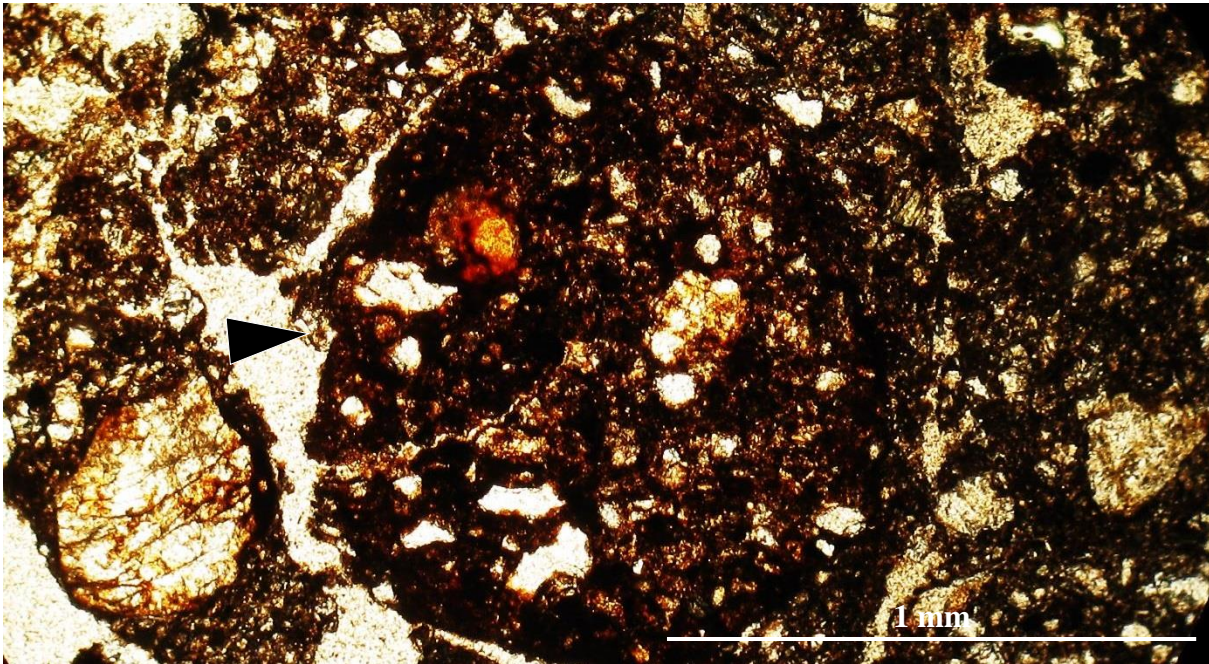


Figura 24 - Nódulo ferruginoso do tipo impregnativo na região não isovolumétrica de P1. PPL

3.3.5.2.2 Diferenciação micromorfológica em P4, P7 e P12

As regiões isovolumétricas de P4, P7 e P12 são constituídas por resquícios de bandeamentos leuco e melanossomáticos intemperizados. A isovolumetricidade está parcialmente perdida sob a escala microscópica. Não mais se observa micro-saprolitos. No entanto, a isovolumetricidade macroscópica permanece (Figura 25).

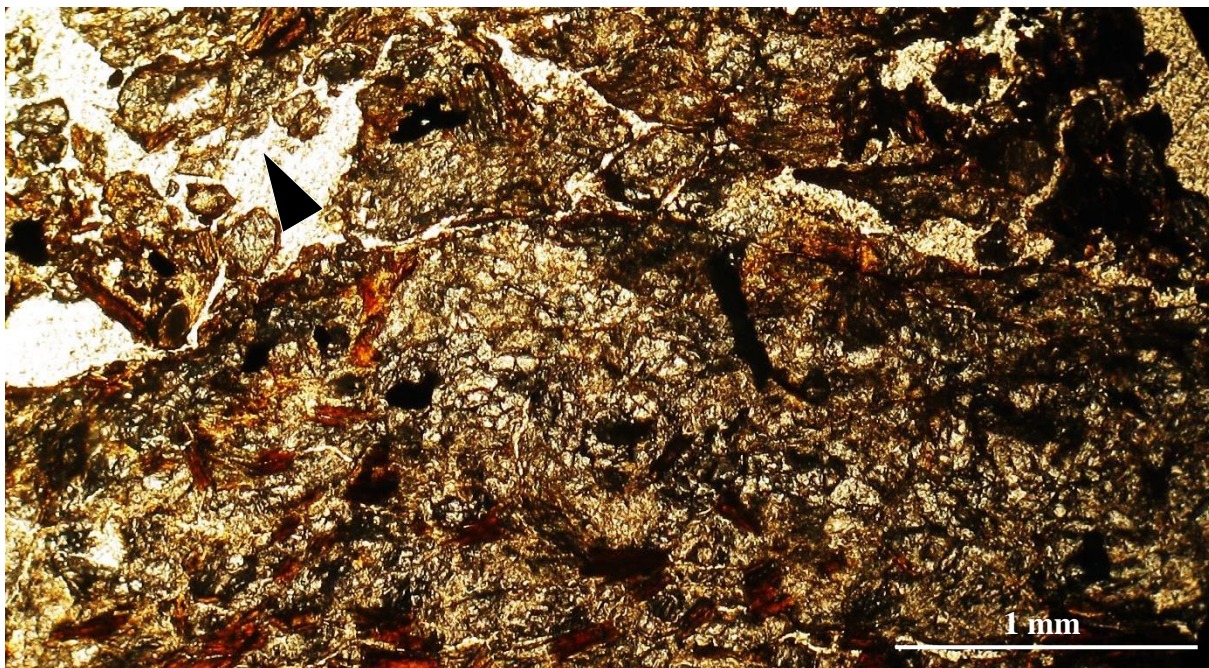


Figura 25 - Perda parcial da isovolumetricidade microscópica em horizonte isovolumétrico de P4. PPL

A evolução da alteração dos melanossomas na região isovolumétrica, resulta na liberação de argila suficiente para o desenvolvimento de estruturas formadas pela interação de argila recém formada e fragmentos da porção mais resistente da microestrutura original. Estes conglomerados se assemelham micromorfológicamente a agregados pedogenéticos e foram aqui denominados de “pseudo-agregado” (Figura 26). A atuação biológica em regiões isovolumétricas também implica na formação de agregados perfeitamente formados, convencionalmente descritos nas regiões não isovolumétricas do regolito.

Nas porções mais profundas das regiões isovolumétricas, pode-se observar bandeamentos preservados. Em uma região intermediária, observa-se a desestruturação dos bandeamentos e a redistribuição de fragmentos. Em uma região superior, os fragmentos subangulares liberados pelos leucossomas passam a ficar envoltos no plasma liberado pelos melanossomas. Este processo parece contribuir para a formação dos pseudo-agregados.

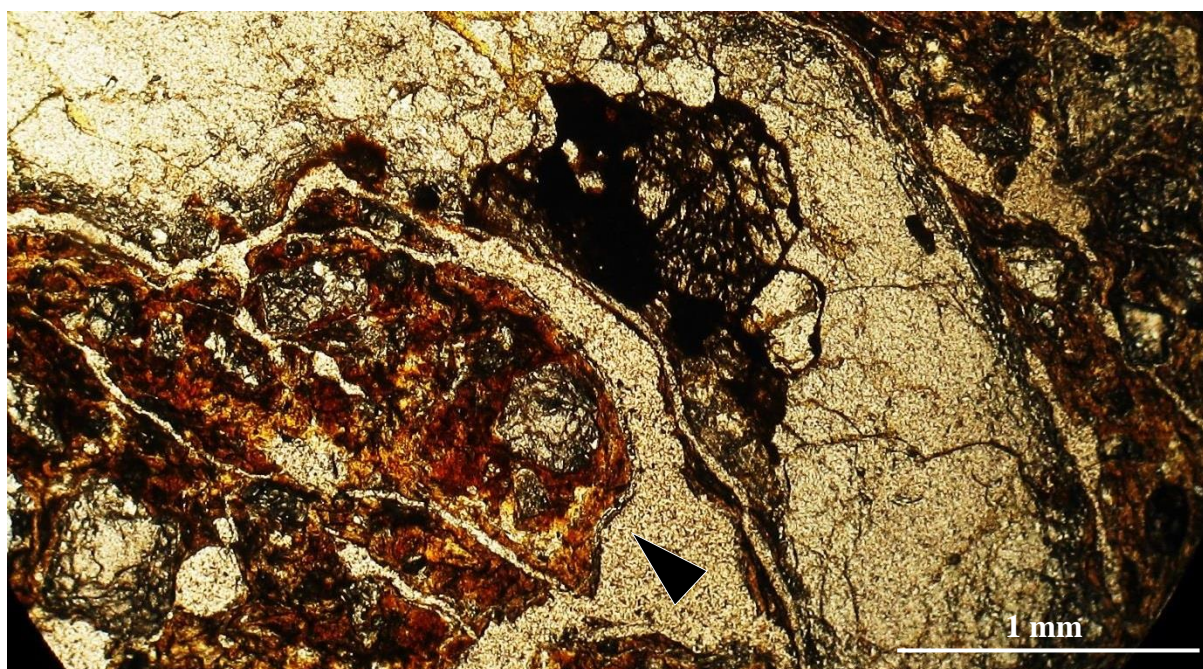


Figura 26 - Interação da argila recém formada e de fragmentos da porção mais resistente da microestrutura original formando estruturas denominados de “pseudo-agregado” na região isovolumétrica de P12. PPL

A evolução intempérica das regiões isovolumétricas e a consequente perda da isovolumetricidade parece está diretamente ligada à ação biológica. A atividade de organismos parece conceder parte da força necessária para mover e redistribuir os fragmentos grossos e finos quebrando a isovolumetricidade da estrutura do saprolito.

As regiões não isovolumétricas de P4, P7 e P12 parecem derivar da quebra da isovolumetricidade de um saprolito originário. Esta formação parece ser resultante

principalmente da redistribuição de constituintes estruturais. A evolução da alteração dos melanossomas que resultou na formação de pseudo-agregados nos horizontes saprolitogênicos parecem somar-se à atividade biológica para formar agregados pedogênicos. Infere-se que a formação de agregados pedogênicos associados à atividade biológica parece dominar o processo de quebra da isovolumetricidade que avança sobre a estrutura isovolumétrica.

Nas porções mais profundas das regiões não isovolumétricas, pode-se ainda observar fragmentos quartzosos do tamanho areia e cascalho que ainda conservam a orientação original do bandeamento leucossomático (Figura 27). Pode-se então inferir que a pedogênese parece seguir vias preferenciais, partindo de onde a atividade biológica penetra na região isovolumétrica e seguindo rumo à desestruturação da isovolumetricidade da estrutura.

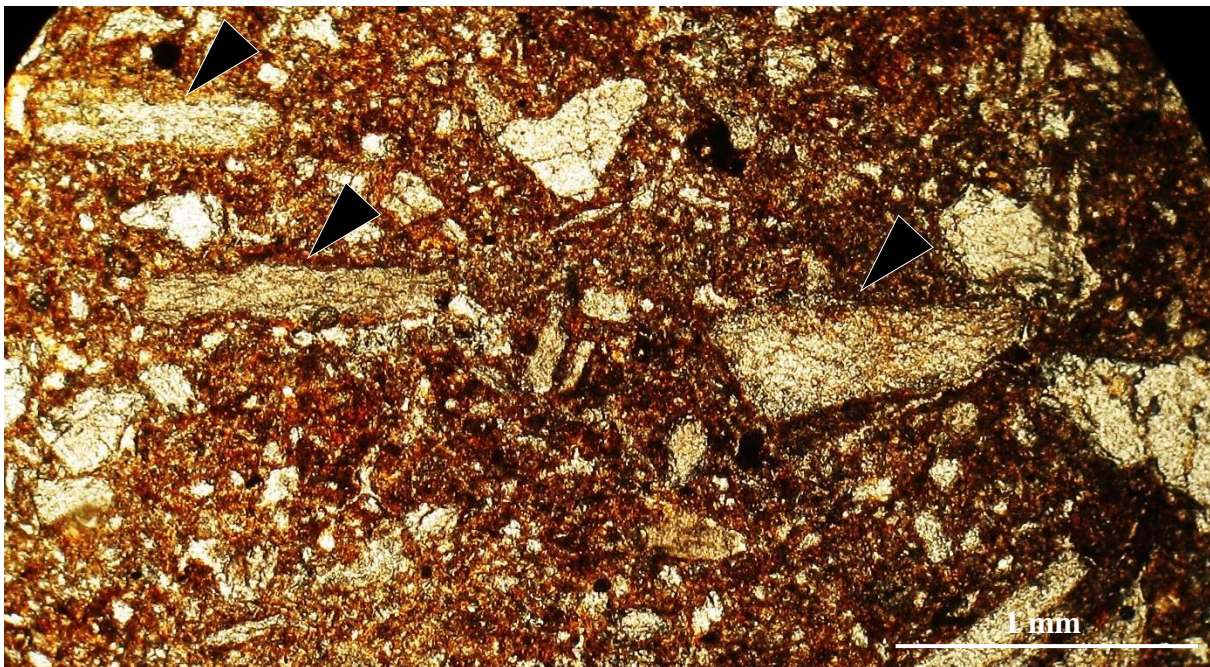


Figura 27 - Formação de agregados pedogenéticos com fragmentos quartzosos do tamanho areia e cascalho que ainda conservam a orientação original do bandeamento leucossomático na região não isovolumétrica de P12. PPL

3.3.5.2.3 Diferenciação micromorfológica em P5, P6, P8 e P13

As regiões isovolumétricas de P5, P6, P8 e P13 são caracterizadas pela presença de estruturas arenizadas. Estas regiões apresentam indícios de perda, ganho, translocação e transformação em escala microscópica, porém, conservam a isovolumetricidade em escalas macroscópicas. As regiões isovolumétricas arenizadas apresentam maiores graus de perda da estrutura e volume em comparação às regiões isovolumétricas dos demais perfis (Figura 28).



Figura 28 - Perda da estrutura e da isovolumetricidade microscópica diante da redistribuição de partículas na região isovolumétrica de P5. PPL

Observa-se agregados e pseudo-agregados distribuídos em todas as regiões isovolumétricas dos perfis arenizados. Alguns fragmentos da estrutura original sofreram redirecionamento. No entanto, a maioria dos fragmentos está separada por planos de fraturas que parecem se encaixar, evidenciando a ausência de redirecionamento (Figura 29).

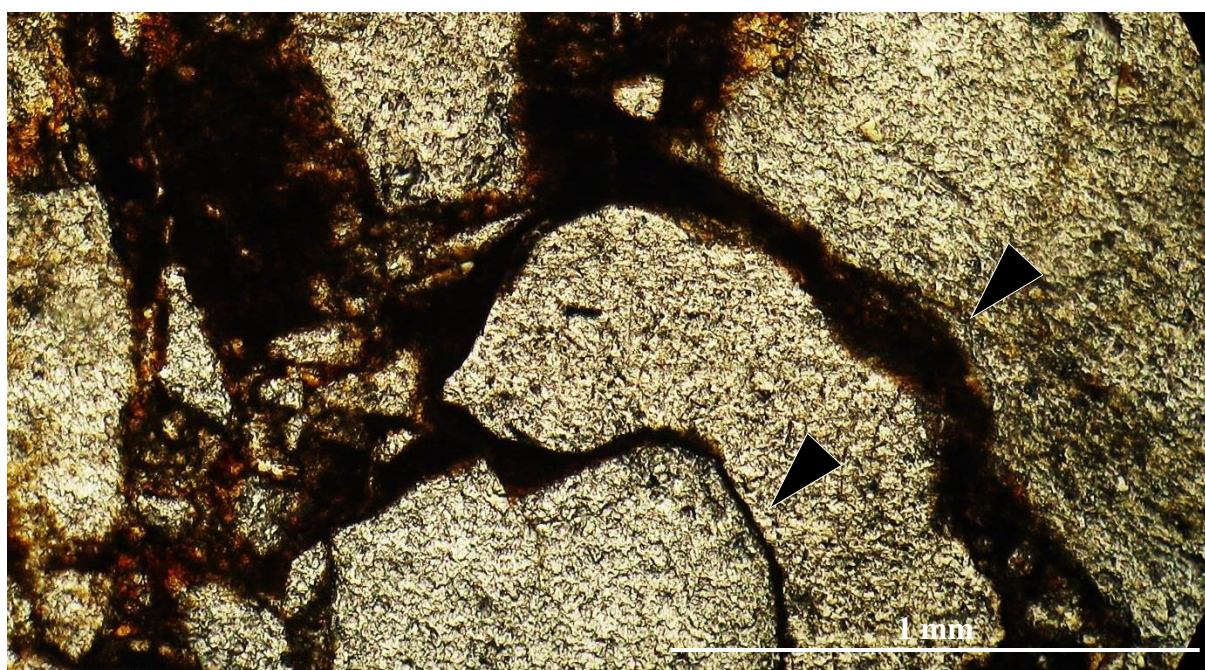


Figura 29 - Fragmentos quartzosos separados por planos de fraturas que se encaixam e evidenciam que ainda não foram redirecionados durante a intemperização da região isovolumétrica de P5. PPL

A fração grossa das regiões isovolumétricas está envolta em argila proveniente da alteração de minerais facilmente intemperizáveis já completamente degradados. Os pseudo-agregados estão acomodados ou parcialmente acomodados, estando separado uns dos outros por canais biológicos ou por poros complexos formados pela dissolução total ou parcial dos minerais facilmente intemperizáveis.

As regiões não isovolumétricas de P5, P6, P8 e P13 apresentam maior porosidade e agregação entre partículas em relação as respectivas regiões isovolumétricas (Figura 30). Este fato provavelmente deve-se a maior intensidade da atividade biológica. Nestas regiões, observa-se que a maioria das partículas que constituem a fração grossa já sofreram deslocamento e redistribuição, só uma minoria de aproximadamente 5% parecem se encaixar. Esta minoria abrange unicamente a fração cascalho e constituem fragmentos de rocha quartzosos bastante alterados. As frações grossas envoltas em argila, quando associadas à atividade biológica, contribuem para a formação de agregados pedogênicos.

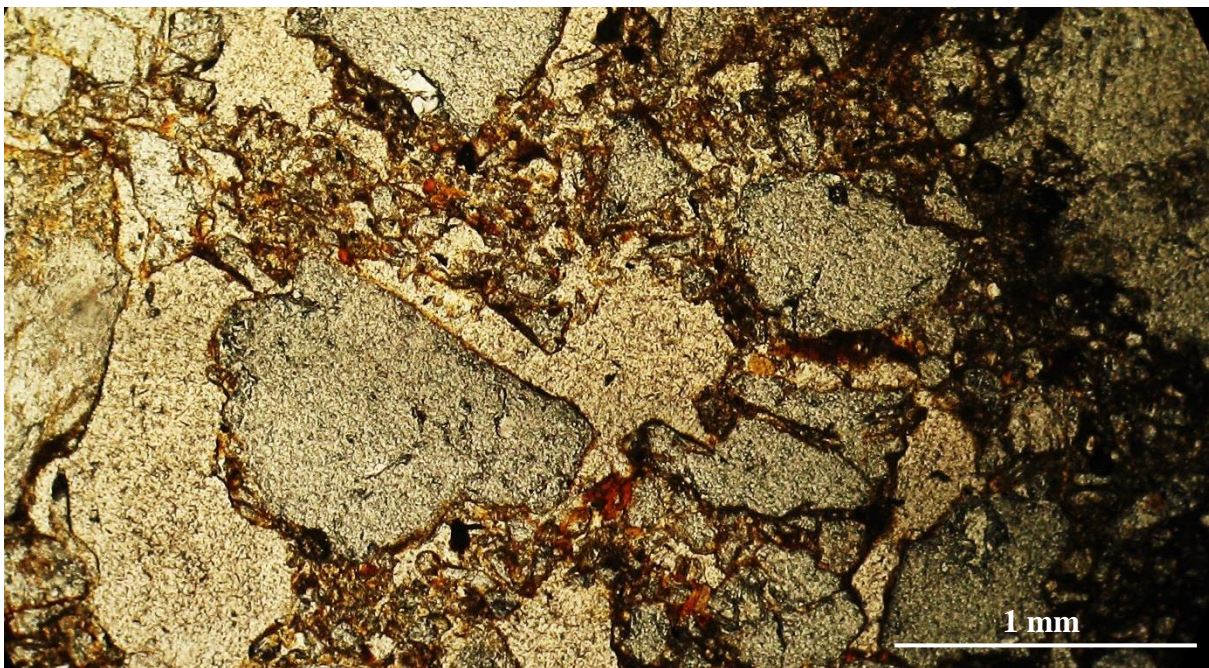


Figura 30 - Deslocamento, redistribuição e agregação entre partículas na região não isovolumétrica de P13. PPL

Não mais se observa a presença de pseudomorfos nas regiões não isovolumétricas, provavelmente estes já foram alterando para nódulos do tipo agregado. Parece que a evolução deste processo implica na formação de agregados do tipo impregnativo. A fração grossa é constituída de partículas maiores que as comumente observadas nas secções de gnaisses e sienitos, estas partículas são subangulares e apresentam golfos de corrosão aparentemente associados à presença de precipitados oxidados (Figura 31).

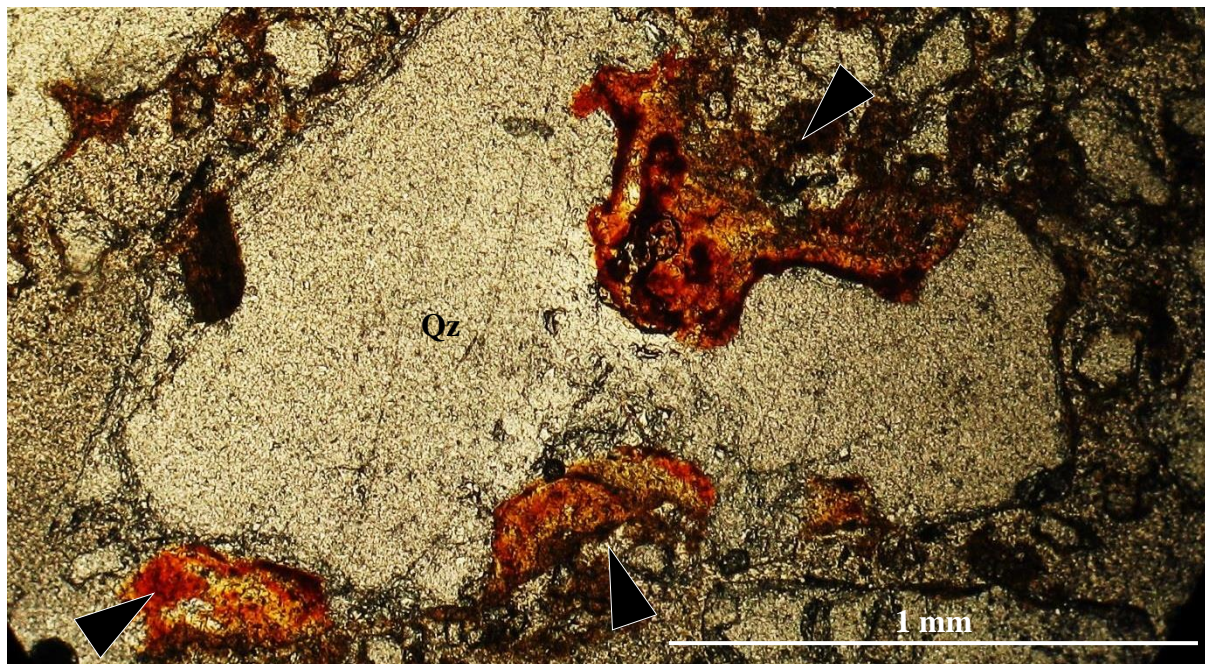


Figura 31 - Golfos de corrosão aparentemente associados à presença de precipitados oxidados em quartzo na região não isovolumétrica de P13. PPL

3.3.5.2.4 Diferenciação micromorfológica em P9, P10 e P11

As regiões isovolumétricas de P9, P10 e P11 são derivadas da intemperização de sienitos. Estes horizontes são macromorfológicamente isovolumétricos, porém, quando observados em escalas milimétricas observa-se ganho, perda, translocação e transformação, demonstrando que os processos pedogênicos também atuam nos saprolitos em escalas microscópicas. Pode-se inferir então que os processos pedogenéticos aparentemente podem se manifestar na escala milimétrica sem que ocorra a perda da isovolumetricidade.

Os horizontes dos saprolitos micromorfológicamente aparentam terem sofrido: (1) forte oxidação dos minerais ricos em ferro; (2) dissolução dos minerais mais facilmente intemperizados e (3) redistribuição de minerais secundários no sistema de porosidade. A redistribuição dos argilominerais entre os poros parece estar relacionada à manutenção da isovolumetricidade macroscópica (Figura 32).

Diferente do observado para as regiões isovolumétricas dos demais litotipos, os fragmentos da estrutura originária presentes nos saprolitos derivados de sienito são constituídos majoritariamente por feldspatos envoltos em precipitados oxidados que se acumulam inicialmente no plano de clivagem e estendem-se em seguida por todo o cristal (Figura 33). A evolução intempérica destas associações, assim como a evolução de outras associações análogas, parece implicar na formação de nódulos do tipo impregnativo.

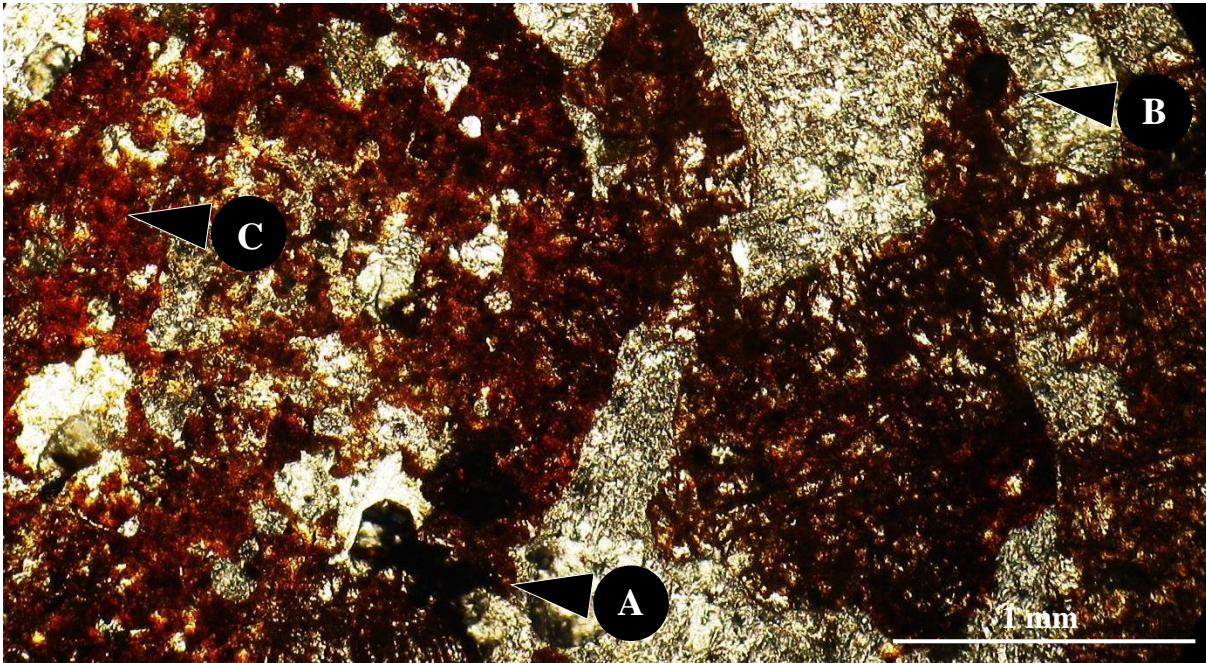


Figura 32 - Oxidação dos minerais ricos em ferro (A), dissolução dos minerais mais facilmente intemperizados (B) e redistribuição de minerais secundários no sistema de porosidade (C) na região isovolumétrica de P9. PPL

A maioria das fraturas presentes nas regiões isovolumétricas estão preenchidas por precipitado. O precipitado tende a concentrar-se nas proximidades dos minerais ricos em ferro em dissolução, tais como biotita, piroxênios e anfibólios. Este processo pode evidenciar a contribuição dos minerais ricos em ferro para o aporte de precipitado que preenche as fraturas.



Figura 33 - Precipitado oxidado acumulando-se através dos planos de clivagem de microclina na região isovolumétrica de P10

Feldspatos com possível presença de caulinição e/ou revestidos por óxidos de ferro podem ser observados nas regiões não isovolumétricas de P9, P10 e P11. No entanto, não se tratam de pseudomorfos, o material secundário provavelmente é proveniente de plasma secundário. Diferente das regiões isovolumétricas. As microestruturas das regiões não isovolumétricas apresentam nódulos do tipo impregnativo.

Os nódulos impregnativos possivelmente são resultantes da evolução das associações entre o feldspato e a hornblenda com os óxidos secundários descritos nas regiões isovolumétricas (Figura 34). Em adição, o aumento da quantidade de poros tipo câmara e a presença de agregados implicaram na quebra da isovolumetricidade da estrutura.

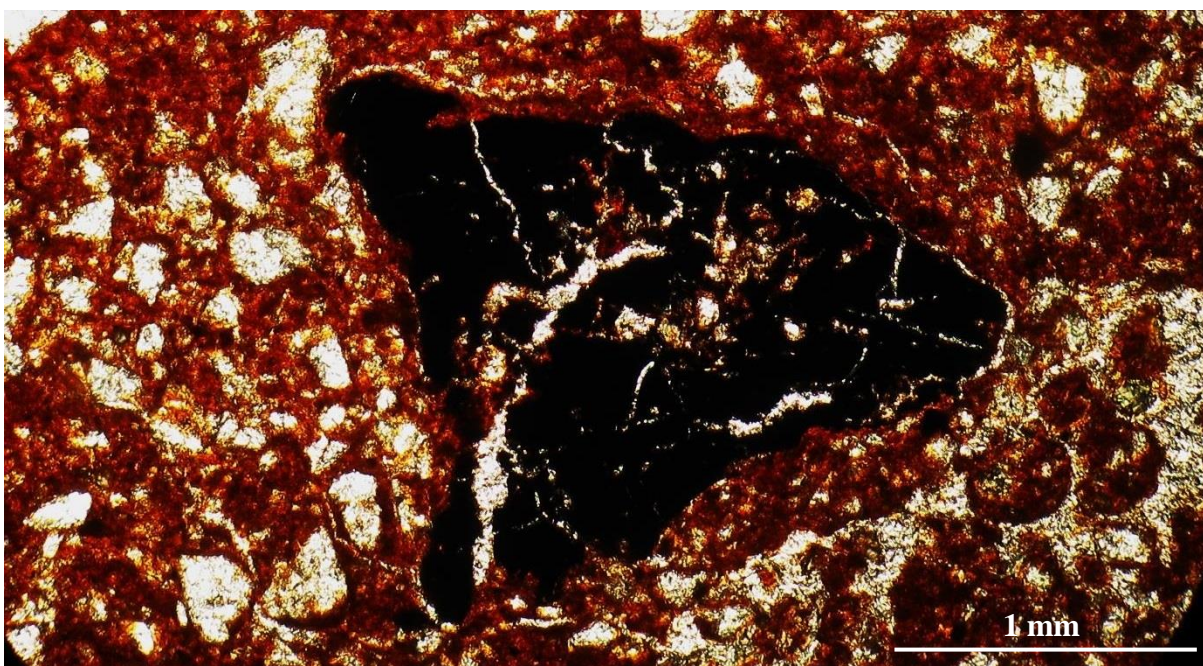


Figura 34 - Nódulo do tipo impregnativo possivelmente resultante da evolução da associação entre o feldspato ou hornblenda com os óxidos secundários na região não isovolumétrica de P11. PPL

As regiões não isovolumétricas de P9, P10 e P11 são constituídas por elevados percentuais de feldspatos, aproximadamente 30%. Os feldspatos, principalmente os pertencentes à fração areia grossa e cascalho, apresentam considerável desgaste das extremidades resultando em arredondamento do material.

O elevado conteúdo de feldspatos e a possível ação de uma barreira química formada pelo precipitado oxidado circundante podem ter contribuído para a manutenção de elevados conteúdos de feldspatos nos horizontes de solo. Em adição, o arredondamento descrito deve ser atribuído principalmente ao intemperismo químico dos planos de clivagem.

3.4 Conclusões

1. O primeiro estágio intempérico dos gnaisses, granitos e sienitos estudados no Estado de Pernambuco ocorrem restritamente em escalas microscópicas resultando na formação de micro-saprolitos;
2. A evolução da intemperização isovolumétrica dos micro-saprolitos estudados resulta em um segundo estágio intempérico caracterizado pela formação de saprolitos visíveis a olho nu, denominados macro-saprolitos;
3. A formação de fraturas estruturais, a dissolução de minerais primários e a formação de minerais secundários são os principais eventos de natureza física, química e biológica ocorrentes durante a intemperização das rochas estudadas;
4. Fatores macroambientais como a variação climática no sentido leste-oeste do Estado influenciam principalmente a quantidade de minerais secundários formados durante a intemperização das rochas cristalinas estudadas;
5. Fatores microambientais como a dinâmica da água na microestrutura influenciam principalmente o tipo de minerais secundários formados durante a intemperização das rochas cristalinas estudadas;
6. A transição entre o saprolito e o solo ocorre nos perfis estudados no plano horizontal onde o processos pedogenéticos passam a atuar em uma escala suficientemente grande para quebrar a isovolumetricidade estrutural perceptível a olho nú.

Referências

- AB'SABER, A.B. **Os domínios da natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159 p.
- ADAMO, P.; VIOLANTE, P. Weathering of rocks and neogenesis of minerals associated with lichen activity. **Applied Clay Science**, Amsterdam, v. 16, n. 5/6, p. 229-256, May 2000.
- AGHAMIRI, R.; SCHWARTZMAN, D.W. Weathering rates of bedrock by lichens: a mini watershed study. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 188, n. 3/4, p. 249-259, Sept. 2002.
- ANAND, R.R.; GILKES, R.J.; ARMITAGE, T.M.; HILLYER, J.W. Feldspar weathering in lateritic saprolite. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 33, n. 1, p. 31-43, 1985.
- ARAÚJO FILHO, J.A.; CARVALHO, F.C. Desenvolvimento sustentado da caatinga. In: ALVAREZ, V.H.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F. (Ed.). **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. Viçosa: SBCS: UFV, DPS, 1996. p.125-133.

AROCENA, J.M.; SIDDIQUE, T.; THRING, R.W.; KAPUR, S. Investigation of lichens using molecular techniques and associated mineral accumulations on a basaltic flow in a Mediterranean environment. **Catena**, Amsterdam, v. 70, n. 3, p. 356-365, Aug. 2007.

AROCENA, J.M.; ZHU, L.P.; HALL, K. Mineral accumulations induced by biological activity on granitic rocks in Qinghai Plateau, China. **Earth Surface Processes and Landforms**, London, v. 28, n. 13, p. 1429-1437, Dec. 2003.

ARSLAN, M.; KADIR, S.; ABDIOGLU, E.; KOLAYLI, H. Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. **Clay Minerals**, Amsterdam, v. 41, p. 597-617, 2006.

BARKER, W.W.; BANFIELD, J.F. Biologically versus inorganically mediated weathering reactions: relationships between minerals and extracellular microbial polymers in lithobiotic communities. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 132, n. 1/4, p. 55-69, Oct. 1996.

BARTOLI, F.; MUNICCHIA, A.C.; FUTAGAMI, Y.; KASHIWADANI, H.; MOON, K.H.; CANEVA, G. Biological colonization patterns on the ruins of Angkor temples (Cambodia) in the biodeterioration vs bioprotection debate. **International Biodeterioration & Biodegradation**, Amsterdam, v. 96, p. 157-165, Dec. 2014.

BECKER, G.F. **A reconnaissance of the goldfields of the Southern Appalachians**. Lansing: Universidade de Michigan; U.S. Government Printing Office, 1895. 85 p.

BEGONHA, A.; SEQUEIRA BRAGA, M.A. Weathering of the Oporto granite: geotechnical and physical properties. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 57-76, 2002.

BERNASCONI, S.M.; BAUDER, A.; BOURDON, B.; BRUNNER, I.; BUNEMANN, E. Chemical and biological gradients along the damma glacier soil chronosequence, Switzerland. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 10, n. 3, p. 867-883, 2011.

BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, Amsterdam, v. 93, p. 18-28, 2012.

BORRELLI, L.; PERRI, F.; CRITELLI, S.; GULLA, G. Mineralogical features of weathering profiles in Calabria, southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 92, p. 196-207, 2012.

_____. Characterization of granitoid and gneissic weathering profiles of the Mucone River basin (Calabria, Southern Italy). **Catena**, Amsterdam, v. 113, p. 325-340, 2014.

BRADY, P.V.; DORN, R.I.; BRAZEL, A.J.; CLARK, J.; MOORE, R.B.; GLIDEWELL, T. Direct measurement of the combined effects of lichen, rainfall, and temperature on silicate weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 63, n. 19/20, p. 3293-3300, Oct. 1999.

BRAUN, J.-J.; MARECHAL, J.-C.; RIOTTE, J.; BOEGLIN, J.-L.; BEDIMO, J.-P.B. Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain (Nsimi, South Cameroon). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 99, p. 243-270, Dec. 2012.

- BRONGER, A. Time dependence of the rate and direction of mineral weathering and clay mineral formation with special consideration to kaolinites. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, Ciudad del Mexico, v. 24, n. 3, p. 510-523, 2007.
- BRUNNER, I.; PLOTZE, M.; RIEDER, S.; ZUMSTEG, A.; FURRER, G.; FREY, B. Pioneering fungi from the Damma glacier forefield in the Swiss Alps can promote granite weathering. **Geobiology**, London, v. 9, n. 3, p. 266-279, 2011.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. Woverhampton: Waine Research Publications, 1985. 152 p.
- BUOL, S.W.; WEED, S.B. Saprolite-soil transformations in the Piedmont and Mountains of North Carolina. **Geoderma**, Amsterdam, v. 51, n. 1/4, p. 15–28, 1991.
- BUOL, S.W.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Physical, chemical, and morphological properties of some regoliths in North Carolina. **Southeastern Geology**, Tallahassee, v. 39, n. 3/4, p. 151-160, 2000.
- BUSS, H.L.; MATHUR, R.; WHITE, A.F.; BRANTLEY, S.L. Phosphorus and iron cycling in deep saprolite, Luquillo Mountains, Puerto Rico. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 269, p. 52–61, 2010.
- CADY, J.G. Rock weathering and soil formation in the North Carolina Piedmont Region. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 15, p. 337-342, 1951.
- CALVERT, C.S.; BUOL, S.W.; WEED, S.B. Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont: I. Profile morphology, chemical composition, and mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 1096-1103, 1980a.
- _____. Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont: II. Feldspar alteration products-their transformations through the profile. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 1104-1112, 1980b.
- CERTINI, G.; WILSON, M.J.; HILLIER, S.J.; FRASER, A.R.; DELBOS, E. Mineral weathering in trachydacitic-derived soils and saprolites involving formation of embryonic halloysite and gibbsite at Mt. Amiata, Central Italy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 133, p. 173–190, 2006.
- CHEN, J.; BLUME, H.P.; BEYER, L. Weathering of rocks induced by lichen colonization: a review. **Catena**, Amsterdam, v. 39, n. 2, p. 121-146, Mar. 2000.
- CREMEENS, D.L.; DARMODY, R.G.; NORTON, L.D. Etch-pit size and shape distribution on orthoclase and pyriboles in a loess catena. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 56, n. 9, p. 3423-3434, Sept. 1992.
- DA SILVA, A.O.; QUELUZ, J.T.G.; KLAR, A.E. Spatial distribution of climatic water balance in different rainfall regimes in the State of Pernambuco. **Brazilian Journal of Applied Technology for Agricultural Science**, Amsterdam, v. 6, n. 1, p. 7-19, 2013.

- DERE, A.L.; WHITE, T.S.; APRIL, R.H.; REYNOLDS, B.; MILLER, T.E. Climate dependence of feldspar weathering in shale soils along a latitudinal gradient. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 122, p. 101-126, Dec. 2013.
- DIXON, J.L.; HEIMSATH, A.M.; AMUNDSON, R. The critical role of climate and saprolite weathering in landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, London, v. 34, p. 1507–1521, 2009.
- DRIESE, S.G.; MCKAY, L.D. Epi-fluorescence micromorphology of saprolite reveals evidence for colloid retention in microscale pore systems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 121, n. 1/2, p. 143-152, July 2004.
- EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212 p.
- ESPERSCHÜTZ, J.; PEREZ-DE-MORA, A.; SCHREINER, K.; WELZL, G.; BUEGGER, F. Microbial food web dynamics along a soil chronosequence of a glacier forefield. **Biogeosciences**, Bern, v. 8, n. 11, p. 3283-3294, 2011.
- FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N. The peralkalic magmatism in the Precambrian cachoeirinha-salgueiro foldbelt, northeast Brazil: geochemical aspects. **Revista Brasileira de Geociência**, Guarapuava, v. 16, p. 73-85, 1986.
- FREY, B.; RIEDER, S.R.; BRUNNER, I.; PLOTZE, M.; KOETZSCH, S. Weathering-associated bacteria from the damma glacier forefield: physiological capabilities and impact on granite dissolution. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 76, n. 14, p. 4788-4796, 2010.
- GARDNER, L.R.; KHEORUENROMNE, I.; CHEN, H.S. Isovolumetric geochemical investigation of a buried granite saprolite near Columbia, SC, U.S.A. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 42, n. 4, p. 417-424, 1978.
- GEORGE, R.J. Hydraulic properties of groundwater systems in the saprolite and sediments of the wheatbelt, Western Australia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 130, n. 1/4, p. 251-278, 1992.
- GÖRANSSON, H.; OLDE VENTERINK, H.; BÅÅTH, E. Soil bacterial growth and nutrient limitation along a chronosequence from a glacier forefield. **Soil Biology and Biochemistry**, Amsterdam, v. 43, n. 6, p. 1333-1340, 2011.
- HEWAWASAM, T.; von BLANCKENBURG, F.; BOUCHEZ, J.; DIXON, J.L.; SCHUESSLER, J.A.; MAEKELER, R. Slow advance of the weathering front during deep, supply-limited saprolite formation in the tropical highlands of Sri Lanka. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 118, p. 202-230, Oct. 2013.
- HIEBERT, F.K.; BENNETT, P.C. Microbial control of silicate weathering in organic-rich ground-water. **Science**, New York, v. 258, n. 5080, p. 278-281, Oct. 1992.

IRFAN, T.Y.; DEARMAN, W.R. The engineering petrography of a weathered granite in Cornwall, England. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, London, v. 11, n. 3, p. 233-244, 1978.

ISLAM, M.R.; PEURANIEMI, V.; AARIO, R.; ROJSTACZER, S. Geochemistry and mineralogy of saprolite in finnish lapland. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 17, n. 7, p. 885-902, July 2002.

JACOMINE, P.K.T. Solos sob caatinga: características e uso agrícola. In: ALVAREZ, V.H.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F. (Ed.). **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. Viçosa: SBCS: UFV, DPS, 1996. p. 95-133.

JACOMINE, P.K.T.; CAVALCANTI, A.C.; BURGOS, N.; PESSOA, S.C.P.; SILVEIRA, C.O. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco**. Recife: Ministério da Agricultura; SUDENE, 1973. 359 p. (Boletim Técnico, 26; Série Pedologia, 14).

JIMENEZ-ESPINOSA, R.; VAZQUEZ, M.; JIMENEZ-MILLAN, J. Differential weathering of granitic stocks and landscape effects in a Mediterranean climate, Southern Iberian Massif (Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 70, n. 2, p. 243-252, July 2007.

JOLICOEUR, S.; ILDEFONSE, P.; BOUCHARD, M. Kaolinite and gibbsite weathering of biotite within saprolites and soils of Central Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, n. 3, p. 1118-1129, 2000.

KIM, Y.-J.; MOON, J.-W.; ROH, Y.; BROOKS, S.C. Mineralogical characterization of saprolite at the FRC background site in Oak Ridge, Tennessee. **Environmental Geology**, New York, v. 58, n. 6, p. 1301-1307, Sept. 2009.

KRETZSCHMAR, R.; ROBARGE, W.P.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Biotite alteration to halloysite and kaolinite in soil-saprolite profiles developed from mica schist and granite gneiss. **Geoderma**, Amsterdam, v. 75, n. 3/4, p. 155-170, 1997.

KÖPPEN, W.P. **Grundriss der Klimakunde**. 2nd ed. Berlin: Walter de Gruyter, 1931. 388 p.

LAPANJE, A.; WIMMERSBERGER, C.; FURRER, G.; BRUNNER, I.; FREY, B. Pattern of elemental release during the granite dissolution can be changed by aerobic heterotrophic bacterial strains isolated from damma glacier (Central Alps) deglaciated granite sand. **Microbial Ecology**, New York, v. 63, n. 4, p. 865-882, May 2012.

LE PERA, E.; SORRISO-VALVO, M. Weathering and morphogenesis in a mediterranean climate, Calabria, Italy. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 34, n. 3/4, p. 251-270, 2000.

LE PERA, E.; CRITELLI, S.; SORRISO-VALVO, M. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 42, n. 1, p. 1-15, 2001.

LEBEDEVA, M.I.; FLETCHER, R.C.; BALASHOV, V.N.; BRANTLEY, S.L. A reactive diffusion model describing transformation of bedrock to saprolite. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 244, n. 3/4, p. 624-645, Oct. 2007.

LI, K.; AMOOZEGAR, A.; ROBARGE, W.; BUOL, S.W. Water movement and solute transport through saprolite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, n. 6, p. 1738-1745, 1997.

MCCARROLL, D.; VILES, H. Rock-weathering by the lichen *leccidea-auriculata* in an arctic alpine environment. **Earth Surface Processes and Landforms**, London, v. 20, n. 3, p. 199-206, May 1995.

MCVAY, K.A.; RADCLIFFE, D.E.; WEST, L.T.; CABRERA, M.L. Anion exchange in saprolite. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 2, p. 668-675, May 2004.

MCKAY, L.D.; DRIESE, S.G.; SMITH, K.H.; VEPRASKAS, M.J. Hydrogeology and pedology of saprolite formed from sedimentary rock, eastern Tennessee, USA. **Geoderma**, Amsterdam, v. 126, n. 1/2, p. 27-45, May 2005.

MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 7, n. 1, p. 317-327, 1958.

MINARD, J.P. Recent saprolite: thick saprolite has formed in northern New Jersey since the last pleistocene glacial stage. **Science**, New York, v. 129, n. 3357, p. 1206-1209, May 1959.

MURPHY, S.F.; BRANTLEY, S.L.; BLUM, A.E.; WHITE, A.F.; DONG, H. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico: II. Rate and mechanism of biotite weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 62, n. 2, p. 227-243, 1998.

NEVES, S.P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, Amsterdam, v. 22, n. 4, p. 10-31, July 2003.

O'BRIEN, E.L.; BUOL, S.W. Physical transformations in a vertical soil-saprolite sequence. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 354-357, 1984.

OLIVEIRA, E.P.; TOTEU, S.F.; ARAUJO, M.N.C.; CARVALHO, M.J.; NASCIMENTO, R.S.; BUENO, J.F. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). **Journal of African Earth Sciences**, Amsterdam, v. 44, n. 4/5, p. 470-478, 2006. Special issue.

POWER, E.T.; SMITH, B.J. A comparative study of deep weathering and weathering products: case studies from Ireland, Corsica and Southeast Brazil. In: ROBINSON, D.A.E.; WILLIAMS, R.B.G. (Ed.). **Rock weathering and landform evolution**. Chichester: Wiley, 1994. p. 21-40.

PRUDÊNCIO, M.I.; SEQUEIRA BRAGA, M.A.; PAQUET, H.; WAERENBORGH, J.C.; PEREIRA, L.C.J.; GOUVEIA, M.A. Clay mineral assemblages in weathered basalt profiles from central and southern Portugal: climatic significance. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 77-89, 2002.

RASMUSSEN, C.; BRANTLEY, S.; RICHTER, D.B.; BLUM, A.; DIXON, J.; WHITE, A.F. Strong climate and tectonic control on plagioclase weathering in granitic terrain. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 301, n. 3/4, p. 521-530, Jan. 2011.

REBERTUS, R.A.; WEED, S.B.; BUOL, S.W. Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, n. 3, p. 810-819, 1986.

RICE, T.J.B.; BUOL, S.W.; WEED, S.B. Soil-saprolite profiles derived from mafic rocks in the North Carolina Piedmont: I. Chemical, morphological, and mineralogical characteristics and transformations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n. 1, p. 171-178, 1985.

SCARCIGLIA, F.; LE PERA, E.; CRITELLI, S. Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy): from field scale to micromorphology. **Catena**, Amsterdam, v. 61, n. 1, p. 1-29, 2005.

SCARCIGLIA, F.; LE PERA, E.; VECCHIO, G.; CRITELLI, S. The interplay of geomorphic processes and soil development in an upland environment, Calabria, South Italy. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 69, n. 1/4, p. 169-190, 2005.

SCARCIGLIA, F.; SAPORITO, N.; LA RUSSA, M.F.; LE PERA, E.; MACCHIONE, M.; PUNTILLO, D.; CRISCI, G.M.; PEZZINO, A. Role of lichens in weathering of granodiorite in the Sila uplands (Calabria, southern Italy). **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 280, p. 119-134, 2012.

SCHOENEBERGER, P.J.; AMOOZEGAR, A. Directional saturated hydraulic conductivity and macropore morphology of a soil-saprolite sequence. **Geoderma**, Amsterdam, v. 46, p. 31-49, 1990.

SCHOENEBERGER, P.J.; AMOOZEGAR, A.; BUOL, S.W. Physical property variation of a soil and saprolite continuum at three geomorphic positions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, n. 5, p. 1389-1397, 1995.

SCHOENEBERGER, P.J.; WEED, S.B.; AMOOZEGAR, A.; BUOL, S.W. Color zonation associated with fractures in a felsic gneiss saprolite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 6, p. 1855-1859, 1992.

SCHOLTEN, T. Hydrology and erodibility of the soils and saprolite cover of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 247-262, 1997.

SCHOLTEN, T.; FELIX-HENNINGSSEN, P.; SCHOTTE, M. Geology, soils and saprolites of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 229-246, 1997.

SEQUEIRA BRAGA, M.A.; LOPES NUNES, J.E.; PAQUET, H.; MILLOT, G. Essai sur les arènes de l'Europe atlantique. Zonalité climatique. Place de l'arénisation parmi les grands systèmes mondiaux d'altération météorique. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, Paris, v. 309, n. 2, p. 1955-1962, 1989.

_____. Climatic zonality of coarse granitic saprolites ("arènes") in Atlantic Europe from Scandinavia to Portugal. **Sciences Géologiques**, Strasbourg, v. 85, p. 99-108, 1990.
Apresentado no INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 11., 1989, Strasbourg:

SEQUEIRA BRAGA, M.A.; PAQUET, H.; BEGONHA, A. Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 41-56, 2002.

STOLT, M.H.; BAKER, J.C.; SIMPSON, T.W. Micromorphology of the soil-saprolite transition zone in Hapludults of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 1067-1075, 1991.

_____. Characterization and genesis of saprolite derived from Gneissic Rocks of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 2, p. 531-539, 1992.

_____. Soil-landscape relationships in Virginia: I. Soil variability and parent material uniformity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 2, p. 414-421, 1993.

TABOADA, T.; GARCIA, C. Pseudomorphic transformation of plagioclases during the weathering of granitic rocks in Galicia (NW Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 35, n. 2/4, p. 291-302, May 1999.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIOSILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE BRAZIL. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 8, n. 3/4, p. 247-266, July/Oct. 1995.

VEPRASKAS, M.J.; JONGMANS, A.G.; HOOVER, M.T.; BOUMA, J. Hydraulic conductivity of saprolite as determined by channels and porous groundmass. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 932-938, 1991.

VEPRASKAS, M.J.; KLEISS, H.J.; AMOOZEGAR, A.; GUERTAL, W.R. Porosity factors that control the hydraulic conductivity of soil-saprolite transitional zones. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, n. 1, p. 192-199, 1996.

WELBY, C.W. **A technique for evaluating the hydraulic conductivity of saprolite**. Raleigh: North Carolina University; Water Resources Research Institute, 1981. 38 p.

WHITE, A.F.; BULLEN, T.D.; SCHULZ, M.S.; BLUM, A.E.; HUNTINGTON, T.G.; PETERS, N.E. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 65, n. 6, p. 847-869, Mar. 2001.

WILLIAMS, J.P.; VEPRASKAS, M.J. Solute movement through quartz-diorite saprolite containing quartz veins and biological macropores. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 23, n. 4, p. 810-815, 1994.

ZIEGLER, K.; CHADWICK, O.A.; WHITE, A.F.; BRZEZINSKI, M.A. (DSi)-Si-30 systematics in a granitic saprolite, Puerto Rico. **Geology**, Washington, v. 33, n. 10, p. 817-820, Oct. 2005.

ZUMSTEG, A.; BERNASCONI, S.M.; ZEYER, J.; FREY, B. Microbial community and activity shifts after soil transplantation in a glacier forefield. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 26, p. S326-S329, 2011.

ZUMSTEG, A.; LUSTER, J.; GÖRANSSON, H.; SMITTENBERG, R.H.; BRUNNER, I.; BERNASCONI, S.M.; ZEYER, J.; FREY, B. Bacterial, archaeal and fungal succession in the forefield of a receding glacier. **Microbial Ecology**, New York, v. 63, n. 3, p. 552-564, 2012.

4 EVOLUÇÃO DE SISTEMAS SOLO-SAPROLITOS DERIVADOS DO EMBASAMENTO CRISTALINO DO ESTADO DE PERNAMBUCO

Resumo

Diferenças morfológicas e geoquímicas ocorrem durante a evolução vertical do regolito. Esta evolução é proveniente principalmente da variação da taxa de intemperização com a profundidade, resultando na diferenciação entre solos e saprolitos. Estudos focados no entendimento da evolução de sistemas solo-saprolitos têm sido desenvolvidos por diferentes áreas da ciência. Entretanto, os domínios da saprolitogênese e da pedogênese são difíceis de diferenciar. O nosso objetivo foi avaliar a evolução morfológica, estrutural e geoquímica de treze perfis formados por sistemas solo-saprolitos derivados do embasamento cristalino do Estado de Pernambuco. Os perfis foram selecionados, classificados, descritos morfolologicamente, amostrados e analisados química e fisicamente para mensuração da evolução vertical do intemperismo. Os resultados levam a concluir que anomalias nos índices de intemperismo dos horizontes mais superficiais em relação aos horizontes inferiores estão associados irregularidades no grau de intemperização de horizontes devido a ação de processos gênicos ocorrentes nos solos e nos saprolitos. Em adição, a geoquímica e a morfologia dos perfis estudados demonstram evidências que alguns saprolitos podem ter ocorrido posteriormente à formação dos solos subjacentes, evidenciando o modelo aqui proposto para a evolução de alguns regolitos formados por sistemas solo-saprolitos.

Palavras-chave: Regolito gênese; Saprolito gênese; Sistema taxonômico

Abstract

Geochemical and structural processes causes vertical differentiation in the regolith. This evolution is mainly related to the changes of weathering front characteristics with depth, ultimately producing two entities, the soil and the saprolite. However, the saprolithogenesis and pedogenesis domains are still difficult to differentiate. Our goal was to evaluate the morphological, structural and geochemical evolution of the thirteen soil-saprolite profiles derived from the crystalline basement of the Pernambuco State. Anomalies in the weathering indexes showed that the gradual increase in the degree of weathering of the surface horizons to the lower horizons should be the exception rather than the rule for the vertical development of soil-saprolite systems. In addition, the geochemistry and the morphology of the profiles indicated that some soil-saprolite systems evolved in an interconnected way and other evidences showed that the saprolite formation may have occurred after the formation of the overlying soils, showing the model proposed here for the evolution of some regolith formed by soil-saprolite systems.

Keywords: Regolithogenesis; Saprolithogenesis; Taxonomic system

4.1 Introdução

A intemperização das rochas resulta na formação de um manto alterado denominado regolito (CADY, 1951; CALVERT; BUOL; WEED, 1980a; RICE; BUOL; WEED, 1985). Da rocha infimamente intemperizada até o mais desenvolvido dos solos, o manto do intemperismo apresenta diferentes classes intempéricas que ainda não foram completamente elucidadas (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005; BORRELLI et al., 2014). Secções geralmente horizontais com distintas classes intempéricas podem estar distribuídas no regolito como componentes de três possíveis entidades estruturais denominadas solo, sedimento e saprolito (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993b; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002).

Os solos, os sedimentos e os saprolitos são produtos da intemperização das rochas, porém apenas o saprolito conserva o volume da rocha original (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992; SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002). O saprolito é o produto não transportado da intemperização isovolumétrica da rocha e geralmente compõe a maior parte do regolito (BECKER, 1895; MINARD, 1959; JIMENEZ-ESPINOSA; VAZQUEZ; JIMENEZ-MILLAN, 2007). A permanência de resquícios da estrutura da rocha no saprolito é frequentemente associada ao decréscimo das taxas de intemperização nas regiões mais profundas do regolito (BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005).

A evolução intempérica de sistemas solo-saprolitos pode ser verticalmente mensurada pelo estudo do desenvolvimento estrutural e geoquímico ocorrente desde o horizonte mais profundo até o horizonte superficial de perfis (ISLAM et al., 2002; ZIEGLER et al., 2005; JIMENEZ-ESPINOSA; VAZQUEZ; JIMENEZ-MILLAN, 2007). As diferenças morfológicas e geoquímicas ocorrentes durante a evolução vertical do regolito são amplamente influenciadas pela variação da taxa de intemperização com a profundidade (O'BRIEN; BUOL, 1984; RICE; BUOL; WEED, 1985; BUOL; WEED, 1991).

Estudos sobre a formação do regolito indicam que: (1) a intensa atuação do intemperismo nos horizontes mais superficiais do regolito implica na pedogênese (CADY, 1951; SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; LEBEDEVA et al., 2007); (2) o espessamento do solo implica na diminuição da taxa de intemperização na interface regolito-rocha (MURPHY et al., 1998; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002;

SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005) e (3) quando a taxa de intemperização atinge níveis propícios à preservação do volume da rocha, a saprolitogênese sobrepõe-se a pedogênese na interface regolito-rocha e o saprolito espessa-se (O'BRIEN; BUOL, 1984; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000).

Os domínios da saprolitogênese e da pedogênese são difíceis de diferenciar. Estudos focados no entendimento da evolução do regolito têm sido desenvolvidos por diferentes áreas da ciência como a pedologia (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; STOLT, BAKER; SIMPSON, 1991; BUOL, 1994; STOLT; BAKER, 1994), a geologia (OVERSTREET; YATES; GRIFFITTS, 1963; BUTT; ZEEGERS, 1989; GRAY; SCHORIN; BUTT, 1996; BUTT; LINTERN; ANAND, 2000; ANAND, 2001; ANAND et al., 2001; BRAND; BUTT, 2001; ANAND; PAINE, 2002; ANAND; BUTT, 2010) e a engenharia (NORBURY et al., 1995; GUPTA; RAO, 1998, 2001; ARIKAN; ULUSAY; AYDIN, 2007; GOKCEOGLU et al., 2009; HEIDARI; MOMENI; NASERI, 2013; MOMENI et al., 2015).

A multidisciplinaridade do tema resultou em diferentes terminologias, o que tem dificultado a elaboração de definições globais. Os critérios de diferenciação entre solo e saprolito sugeridos por Buol (1994) são uns dos mais difundidos pedologicamente e, assim como os demais, levam em consideração fundamentalmente a origem, a constituição estrutural e a resistência mecânica do material. Entretanto, o teste pedológico mais utilizado em campo para distinguir rocha inalterada, saprolito e solo é a avaliação da resistência do material a penetração da pá reta sugerida pelo Soil Survey Staff (1999).

A nomenclatura representativa dos horizontes e camadas que formam o sistema solo-saprolito ainda não foi perfeitamente estabelecida. Ainda não existe um consenso universal sobre a representação das regiões mais profundas do regolito (GERASIMOVA; LEBEDEVA; KHITROV, 2013). Os principais horizontes do solo são representados pelos símbolos A, B e E, nestes horizontes prevalecem os processos pedogênicos e a isovolumetricidade em relação à rocha originária é totalmente perdida (CADY, 1951).

O saprolito e o solo podem coexistir em horizontes transicionais representados pelos símbolos BC, CB, BCr ou CrB (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991). Os horizontes transicionais apresentam os processos pedogênicos e saprolitogênicos em um delicado equilíbrio ou evidenciam o avanço da pedogênese sobre o saprolito (O'BRIEN; BUOL, 1984; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

As secções do regolito constituídas majoritariamente pelo saprolito são geralmente representadas pelos símbolos C, Cr, CR, RC, CrR e RCr obedecendo os critérios não unificados de diversos sistemas taxonômicos existentes (ANAND, 2001; ANAND; PAINE,

2002; ARIKAN; ULUSAY; AYDIN, 2007; GOKCEOGLU et al., 2009; ANAND; BUTT, 2010). Parece, no entanto, que existe um consenso global sobre a representação da rocha inalterada pelo símbolo R (OVERSTREET; YATES; GRIFFITTS, 1963; BUOL, 1994; STOLT; BAKER, 1994).

A necessidade de padronização das pesquisas relacionadas à compreensão integral do regolito levou Buol (1994) a sugerir um sistema taxonômico para o regolito que inclui o saprolito como uma das quatro possíveis entidades formadoras do manto do intemperismo. Este sistema foi concebido com quatro níveis categóricos fundamentados em critérios que partem dos processos formadores dos materiais no primeiro nível, seguido por atributos distintivos específicos no segundo e terceiro níveis, culminando com inferências sobre a potencialidade agrícola, tecnológica ou ambiental do regolito no quarto nível.

O entendimento da evolução intempérica do regolito é a chave para compreensão de questões ainda não respondidas no âmbito da geologia, pedologia, engenharia e ciências ambientais. Diante do exposto, o objetivo geral idealizado para este capítulo foi avaliar a evolução morfológica, estrutural e geoquímica de treze perfis formados por sistemas solo-saprolitos derivados do embasamento cristalino do Estado de Pernambuco.

Os objetivos específicos foram (a) Contribuir para a descrição morfológica dos saprolitos derivados de rochas cristalinas; (b) Avaliar a viabilidade da utilização do Saproliite Regolith Taxonomy – SRT como um sistema complementar para o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS; (c) Contribuir para o SRT nos níveis categóricos associados a rochas cristalinas; (d) compreender o comportamento dos principais índices de mensuração do grau de intemperização quando aplicados a perfis derivados de gnaisses, granitos e sienitos do Estado de Pernambuco e (e) Propor um modelo descritivo para a evolução vertical de regolitos formados por sistemas solo-saprolitos derivados de rochas cristalinas.

4.2 Material e métodos

4.2.1 Métodos de Campo

Treze perfis formados por sistemas solo-saprolitos foram selecionados, classificados, descritos morfológicamente e amostrados no Estado de Pernambuco. Os perfis estão distribuídos na zona da mata (P1, 2, 3 e 4), agreste (P5, 6, 7 e 8) e sertão (P9, 10, 11, 12 e 13), do Estado (Figura 1). Os solos foram classificados segundo o SiBCS (EMBRAPA, 2006) e os saprolitos foram classificados segundo o sistema taxonômico – SRT (BUOL, 1994). A descrição morfológica dos solos foi realizada segundo Santos et al. (2005).

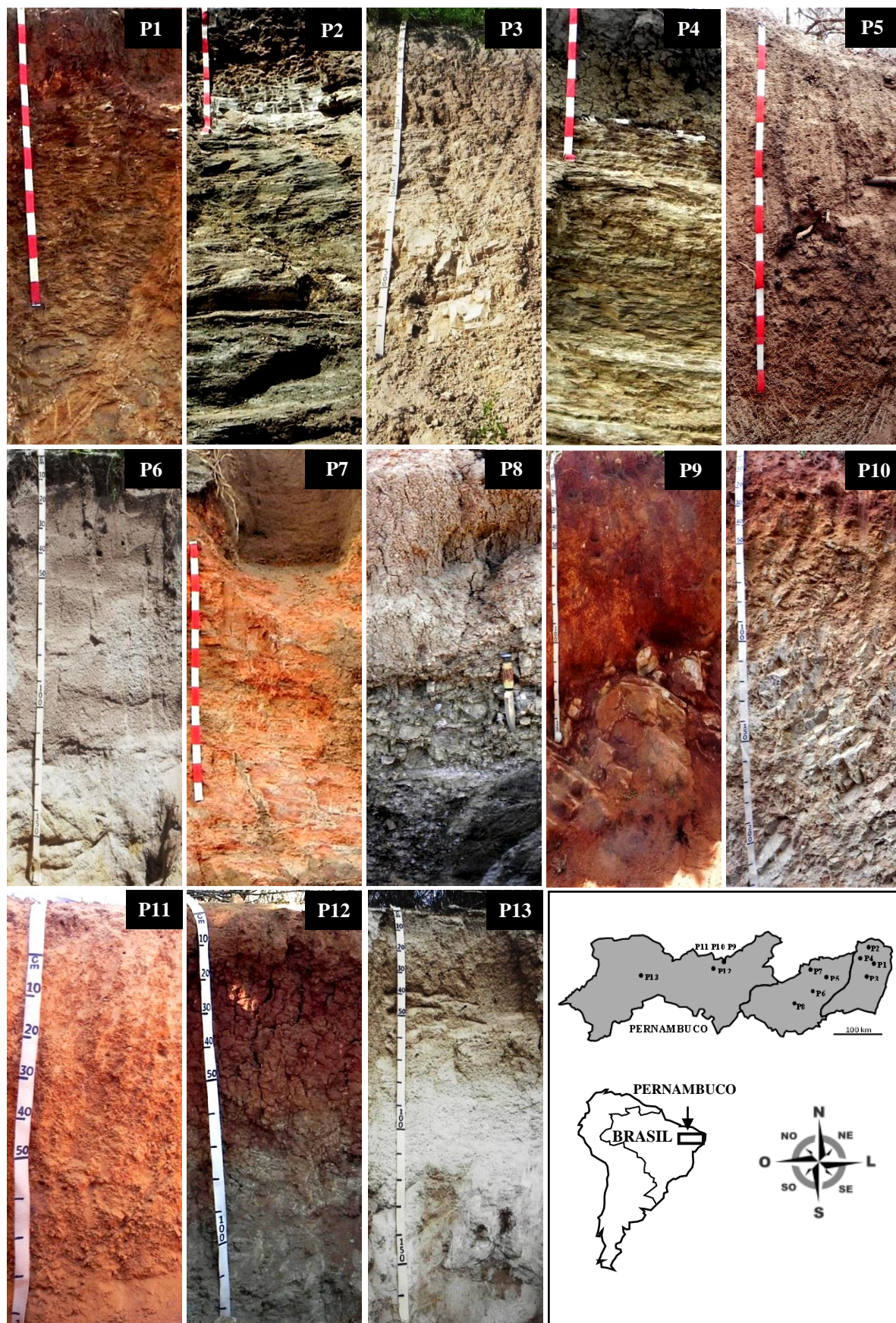


Figura 1 - Fotos dos treze perfis formados por sistemas solo-saprolitos derivados de gnaisses (P1, P2, P3, P4, P6, P7, P8 e P12), granitos (P5 e P13) e sienitos (P9, P10 e P11)

Os sistemas solo-saprolitos apresentam posição na paisagem, espessura e grau de intemperização diversos. A descrição morfológica dos horizontes saprolíticos consistiu na determinação do símbolo representativo, da espessura e da cor segundo Santos et al. (2005), da textura e da estrutura petrológica segundo Best (2003) e da classe de intemperização baseado no proposto por Gulla e Matano (1997), Pedron (2007) e Borrelli et al. (2014).

O solo e o saprolito foram classificados separadamente. O SRT foi utilizado complementarmente ao SiBCS, visto que não existem conflitos entre os dois sistemas taxonômicos (Figura 2). A determinação da classe de intemperização foi realizada em todos os horizontes constituintes dos sistemas solo-saprolitos dos treze perfis.

Os horizontes foram agrupados em sete classes intempéricas: classe I – rocha inalterada; Classe II – rocha pouco alterada; classe III – rocha moderadamente alterada; classe IV – rocha intermediariamente alterada; classe V – rocha muito alterada; classe VI – rocha extremamente alterada e classe VII – rocha completamente alterada.

Os horizontes pertencentes às classes de intemperização I, II, III, IV, V, VI e VII foram respectivamente representados pelos símbolos R, RS, SR, S, SC, CS e Cr. A diferenciação dos horizontes em diferentes classes de intemperização resultou de testes de campo que mensuraram o comportamento e a morfologia da estrutura do material: (1) resistência à penetração de ferramentas manuais de campo; (2) emissão de som metálico ao golpe do martelo pedológico; (3) morfologia do material desprendido da estrutura; (4) presença de xistosidade ou esfoliação; (5) presença de agregados e (6) presença de massa texturável.

A coleta das amostras foi feita conforme as recomendações do Manual de Descrição e Coleta de Solos no Campo (SANTOS et al., 2005). Foram coletadas amostras deformadas e indeformadas dos horizontes dos solos e saprolitos para realização das análises físicas e químicas. As amostras deformadas foram coletadas com auxílio de martelo pedológico que, ao penetrar no solo ou no saprolito, fragmentou a estrutura do material. O material fragmentado foi então recolhido em bandejas e finalmente separado em sacos plásticos.

Amostras de solo provenientes de horizontes com estruturas pouco rígidas foram coletadas com anéis volumétricos para posterior determinação da densidade do solo. Para extração dessas amostras, introduziu-se o anel volumétrico no horizonte desejado com o auxílio de um aríete acoplado na sua base e posteriormente os solos contidos no volume do anel foram recolhidos em sacos plásticos e finalmente identificados.

Os horizontes estruturalmente inviáveis à introdução do anel volumétrico, principalmente os constituintes dos saprolitos, foram amostrados através de torrões ou fragmentos para determinação da densidade pelo método do torrão/fragmento parafinado.

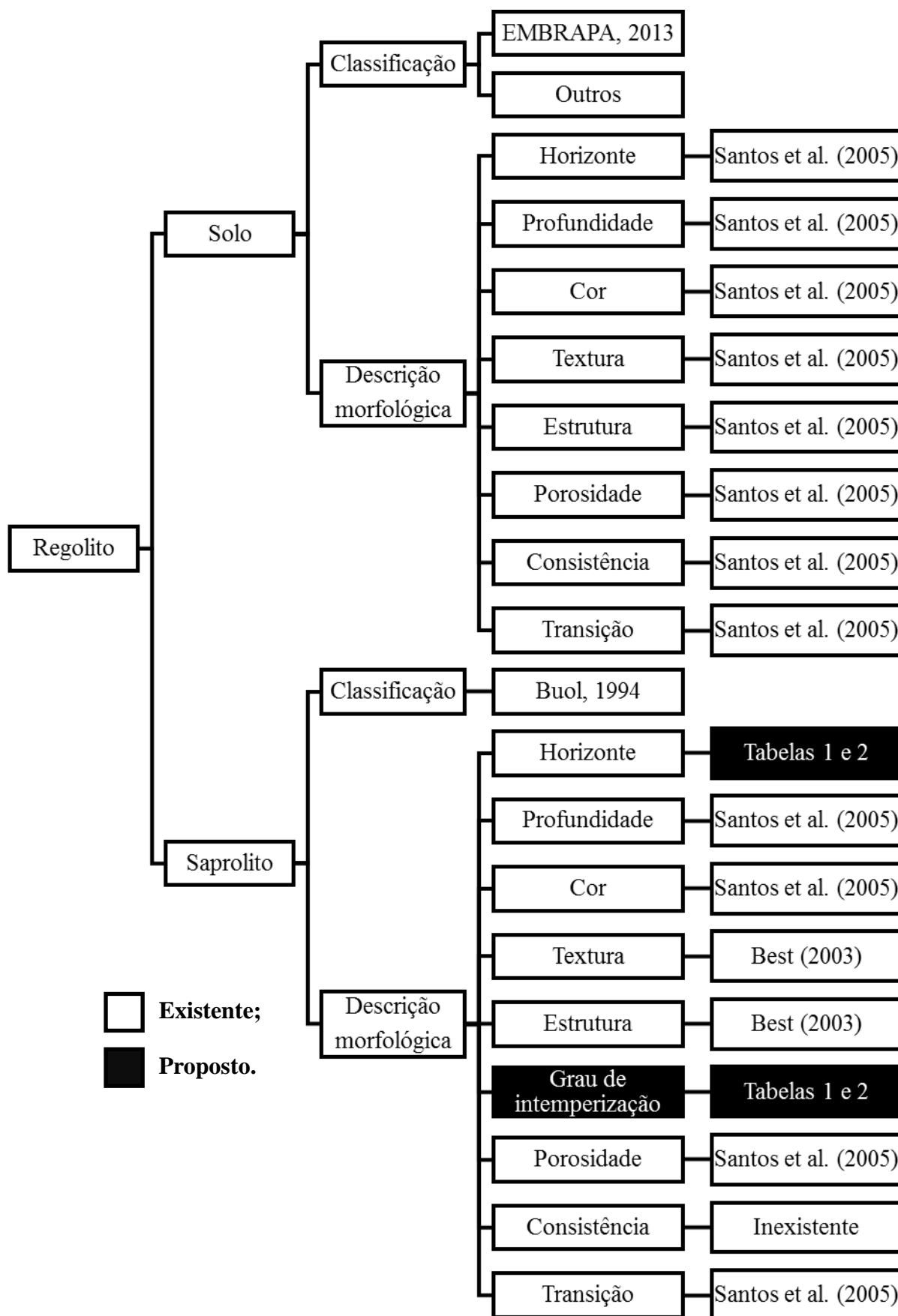


Figura 2 - Representação esquemática para a classificação e a descrição morfológica de sistemas solo-saprolitos derivados de gnaisses, granitos e sienitos

As amostras coletadas em campo foram levadas ao galpão de preparo de amostras da Universidade Federal Rural de Pernambuco UFRPE e submetidas a tratamentos diferenciados com o intuito de prepará-las para as diferentes análises laboratoriais posteriores, conforme recomendado pela Embrapa (1997).

4.2.2 Métodos laboratoriais

A densidade do solo foi determinada pelos métodos do anel volumétrico ou do torrão parafinado e a densidade do saprolito foi obtida pelo método do torrão parafinado. O solo contido no anel com volume de 300 ml foi secado em estufa por um período de 24 horas a 105°C e em seguida pesado. Com os valores das massas e dos respectivos volumes, foi calculada a densidade do solo em (g cm^{-3}).

Os torrões ou fragmentos do saprolito foram pesados, impermeabilizados por parafina e após uma segunda pesagem para determinar a massa adicionada pela parafina, o conjunto amostra-parafina foi imerso em um volume conhecido de água contida em um recipiente sobre uma balança. Aferiu-se a massa acrescida sobre a balança. A massa aferida foi então relacionada ao volume ocupado pelo conjunto amostra-parafina. Subtraído a parafina e sabendo-se a massa e o volume das amostras ou fragmentos, calcularam-se as respectivas densidades.

Para as análises geoquímicas, as amostras de rochas e saprolitos foram maceradas e tamisadas sucessivamente até que todos os fragmentos atingissem dimensões inferiores à malha de 0,075mm (200 Mesh). Em seguida, as amostras foram secas em estufa a 60°C e a perda por ignição (LOI) foi determinada. Esta análise não foi realizada no saprolito de P9.

Para a determinação de Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , MnO , P_2O_5 , K_2O , SiO_2 , Na_2O , e TiO_2 , recolheu-se 0,100g das amostras para fusão com metaborato de lítio a 1000°C, com posterior dissolução por ácido nítrico 4% e ácido hidrocloreídrico 2%. A solução foi analisada por ICP-AES e os resultados foram corrigidos. O percentual de óxidos foi calculado. Os limites de detecção inferiores e superiores para estes elementos foram 0,01 e 100.

4.2.3 Métodos Matemáticos

A microestrutura resultante da ação intempérica foi determinada pelo índice de decomposição (X_d) proposto por Lumb (1962). Este índice possibilita inferir como a microestrutura e a composição do material é afetada pelo intemperismo. Este índice é calculado pela equação 1:

$$X_d = \frac{N_q - N_{q0}}{1 - N_{q0}} \quad (1)$$

Onde N_q é a relação entre quartzo e feldspato na amostra e N_{q0} é a relação entre quartzo e feldspato na rocha original ou no horizonte mais profundo. Para determinação do N_q , as amostras de solo ou saprolito foram tamisadas em peneira de malha de 2 mm e posteriormente em peneira de malha de 0,053 mm, as partículas contidas na segunda peneira, fração areia, foi o material utilizado para quantificação dos minerais.

Porções com massas iguais foram separadas e analisadas por lupa binocular para contagem das respectivas quantidades de quartzo e feldspato segundo Terry e Chilingar (1955). Para determinação do N_{q0} , fragmentos dos horizontes mais profundos foram fragmentados e submetidos ao mesmo tratamento descrito para a obtenção de N_q .

A microestrutura foi determinada da seguinte forma: Valores de $X_d > 0,5$ indicam microestruturas do tipo “clay-matrix” – CM e valores de $X_d < 0,5$ indicam microestruturas do tipo “granular-framework” – GF.

Os estágios do intemperismo foram inferidos pelo índice micropetrográfico (I_p), proposto por Irfan e Dearman (1978). O índice refere-se à relação entre a porção formada por minerais inalterados (MI) e a porção constituída por minerais alterados (MA), somada aos sistemas de fraturas (F) e poros (P).

Valores de $I_p > 1$ indicam um estágio de intemperização incipiente, associados à saprolitos. Estágios intermediários de intemperização, associados a horizontes transicionais entre solo e saprolito é indicado quando $I_p = 1$. Valores de $I_p < 1$ indicam estágios de intemperização mais avançados, associados aos solos.

A mensuração dos valores de MI, MA e (F+P) foi realizada em amostras seccionadas de solos, saprolitos e rochas contidas em uma área padronizada. A quantificação foi desenvolvida em termos percentuais com base na escala proposta por Terry e Chilingar (1955). O índice I_p foi calculado pela equação 2:

$$I_p = \frac{\text{MI} (\%)}{\text{MA} (\%) + (\text{F} + \text{P}) (\%)} \quad (2)$$

A deformação “strain” devido à variação do volume dos horizontes durante a evolução do sistema solo-saprolito foi calculada desde o horizonte mais profundo até o horizonte mais superficial. O índice de deformação (ϵ) foi calculado utilizando-se a densidade do horizonte mais profundo (ρ_0), a densidade dos horizontes superiores (ρ) e a concentração de titânio no

horizonte mais profundo $[X_i]_0$ e nos horizontes superiores $[X_i]$, segundo o modelo proposto por Brimhall e Dietrich (1987). O índice foi obtido para cada horizonte pela equação 3:

$$\varepsilon = \left(\frac{\rho_0}{\rho} \cdot \frac{[X_i]_0}{[X_i]} \right) - 1 \quad (3)$$

No horizonte mais profundo ε será sempre igual à zero ($\varepsilon = 0$), isso indica isovolumetricidade. Valores positivos indicam aumento do volume do horizonte (H) em relação ao horizonte mais profundo (H_0) e valores negativos indicam diminuição do volume do horizonte (H) em relação ao horizonte mais profundo (H_0).

O cálculo do ganho ou da perda elementar (Z) dos horizontes constituintes dos sistemas solo saprolitos em relação aos respectivos horizontes mais profundo, com base no volume, também foi realizado segundo o modelo utilizado por Stolt, Baker e Simpson (1992). Para tal, foram utilizados os valores de Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , MnO , P_2O_5 , K_2O , SiO_2 , Na_2O , e TiO_2 . O cálculo para cada horizonte foi realizado pela equação 4:

$$Z = [X] - [X_0] \quad (4)$$

Os teores dos elementos $[X]$ de cada horizonte (H) constituinte dos sistemas solo-saprolitos foram subtraídos dos teores $[X_0]$ determinados nos respectivos horizontes mais profundos (H_0). Consequentemente, valores negativos de Z indicam perda e valores positivos de Z indicam ganhos relativos. Para mensurar a evolução intempérica dos perfis, foi determinado o índice de alteração química ou “Chemical Index of Alteration” (CIA) (NESBITT; YOUNG, 1989). Trata-se de um dos mais conhecidos índices de alteração para mantos do intemperismo. O índice foi obtido para cada horizonte através da equação 5:

$$CIA = 100 \cdot \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} \right) \quad (5)$$

Em adição, com o intuito de inferir sobre a evolução do grau de intemperização vertical dos perfis, também foram utilizados os índices de intemperização química ou “Chemical Index of Weathering” (CIW), proposto por Harnois (1988) e o índice de alteração de plagioclásios ou “Plagioclase Index of Alteration” (PIA), segundo Fedo, Nesbitt e Young (1995). Os índices foram determinados para cada horizonte a partir das equações 6 e 7:

$$CIW = 100 \cdot \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O} \right) \quad (6)$$

$$PIA = 100 \cdot \left(\frac{Al_2O_3 - K_2O}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O} \right) \quad (7)$$

4.3 Resultados e discussões

4.3.1 Classificação e descrição morfológica dos sistemas solo-saprolitos

A classificação de solos e a descrição morfológica de seus horizontes são comumente praticadas em estudos pedológicos. Estas atividades são fundamentadas em uma literatura historicamente consolidada. Entretanto, a classificação e a descrição morfológica da totalidade de perfis formados por sistemas solo-saprolitos são atividades pouco praticadas e raramente descritas na literatura científica. Não existe um sistema integrado para classificação e descrição morfológica de sistemas solo-saprolitos. Existem, no entanto, distintos sistemas taxonômicos para o solo e para o saprolito.

Os sistemas mais comumente utilizados para a taxonomia de solos são o “Soil Taxonomy” (SOIL SURVEY STAFF, 1999) e o “World Reference Base for Soil Resources - WRB” (FAO, 2006). No Brasil também se destaca o SiBCS (EMBRAPA, 2013). Para saprolitos, o sistema taxonômico denominado “Saprolite-Regolith Taxonomy (SRT)” (BUOL, 1994), parece ser o mais apropriado para pesquisas relacionadas às geociências ou as ciências ambientais.

O sistema idealizado por S. W. Buol foi concebido para complementar sistemas taxonômicos para solos, em especial o “Soil Soil Taxonomy”, desta forma não existe conflitos entre os conceitos e critérios utilizados no SRT e aqueles existentes nos mais conhecidos sistemas taxonômicos de solos (Figura 3).

No presente estudo é sugerido a utilização do SRT (BUOL, 1994) como um sistema complementar ao SiBCS (EMBRAPA, 2013). Desta forma, os sistemas solo-saprolitos devem ser desmembrados e os solos classificados separadamente dos saprolitos. Para a junção das nomenclaturas classificatórias aplicadas ao solo e ao saprolito pelos dois distintos sistemas, se recomenda a utilização da preposição “sobre”, por exemplo:

“Chernossolo Argilúvico Órtico léptico sobre Gneiss Schistarap”

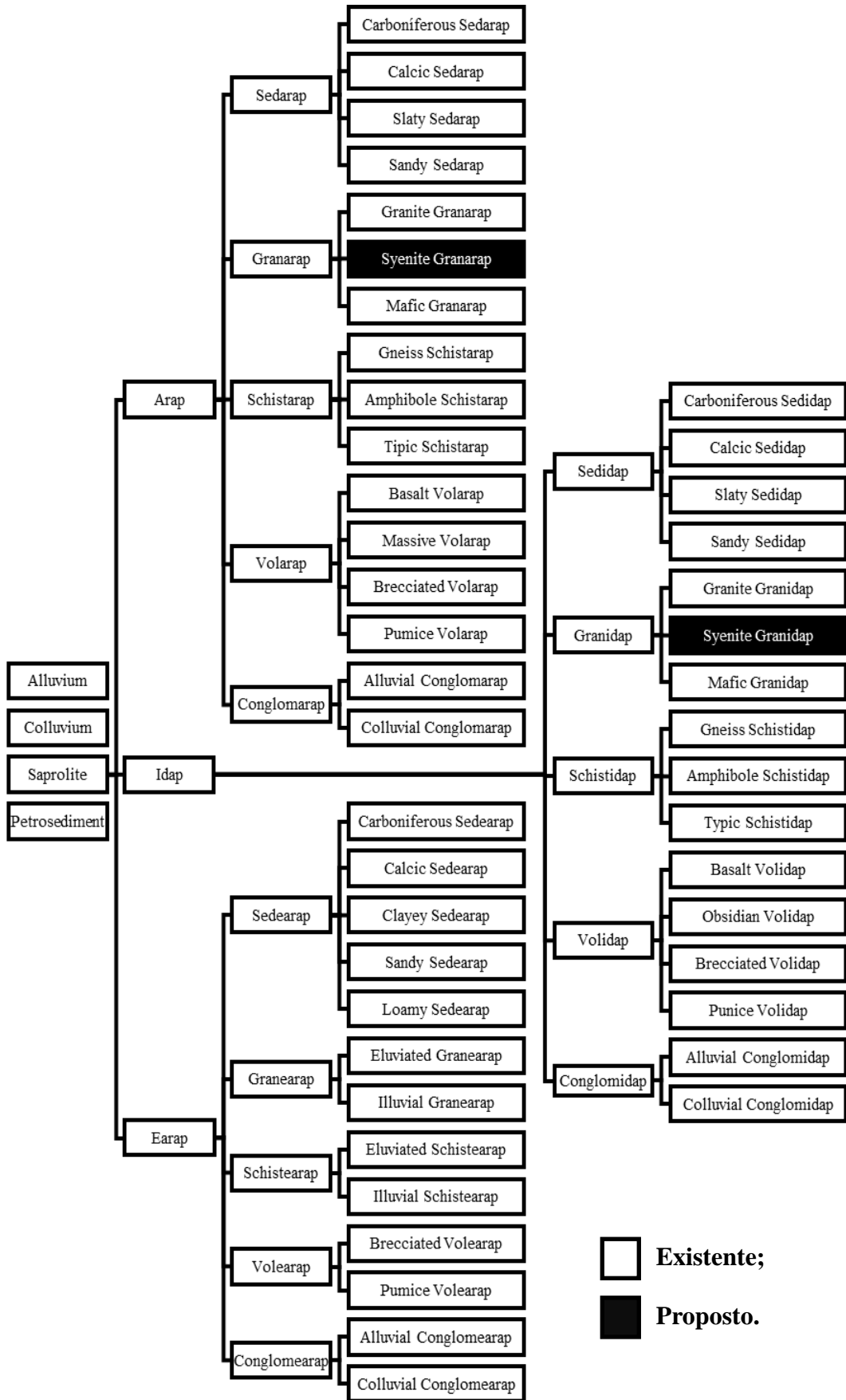


Figura 3 - Representação esquemática dos níveis categóricos do sistema de classificação para regolito-saprolito proposto por Buol (1994)

Abaixo dos solos, devido à diferenciação do grau de intemperização dos horizontes saprolíticos com a profundidade, podem ser encontradas uma ou mais classes taxonômicas de saprolitos. Neste caso, a preposição “sobre” também deve ser utilizada para unir as diferentes nomenclaturas classificatórias provenientes do SRT, por exemplo:

“Chernossolo Argilúvico Órtico típico sobre Gneiss Schistidap sobre Gneiss Schistarap”

O SRT é um sistema taxonômico em construção. No quarto nível categórico para classificação de saprolitos, as classes dos Granaraps e Granidaps são divididas respectivamente em duas outras classes denominadas: (1) Granite Granaraps ou Mafic Granaraps e (2) Granite Granidaps ou Mafic Granidaps. O critério de diferenciação entre as subclasses Granite e Mafic é a presença de quartzo na primeira e ausência de quartzo na segunda.

O SRT sugere que saprolitos provenientes de sienitos, mesmo com baixo percentual de quartzo, devem ser enquadrados no quarto nível categórico como Granite Granaraps ou Granite Granidaps. Visando melhor adequar os saprolitos de sienitos ao SRT, se propõe a criação das subclasses dos Syenite Granaraps e Syenite Granidaps no quarto nível categórico do sistema taxonômico (Figura 3).

De acordo com o proposto, as subclasses dos Granaraps e Granidaps devem agrupar saprolitos derivados de rochas ígneas levando-se em consideração os percentuais de quartzo e de outros minerais constituintes de acordo com o diagrama proposto por A. L. Streckeisen para rochas plutônicas (STRECKEISEN, 1976) e vulcânicas (STRECKEISEN, 1978).

Além de contribuir para a melhor adequação dos saprolitos derivados de sienitos ao sistema taxonômico, a utilização do diagrama de A. L. Streckeisen (Figura 4) possibilitará o enquadramento de várias outras classes de rochas ígneas ao SRT e tornará mais específica a diferenciação taxonômica entre saprolitos derivados de rochas mineralogicamente semelhantes.

O SiBCS refere-se ao contato entre o solo e o saprolito através dos termos contato lítico e contato lítico fragmentário. A definição apresentada pelo sistema taxonômico brasileiro para este atributo diagnóstico cogita a possibilidade do contato ocorrer sobre rochas muito fracamente alteradas, representadas pelo símbolo – R, ou por rochas fracas e moderadamente alteradas, representadas pelos símbolos – RCr ou CrR. De forma geral, estudos pedológicos focam especificamente os atributos do solo. Consequentemente, os perfis estudados a luz da pedologia dificilmente abrangem o saprolito subjacente.

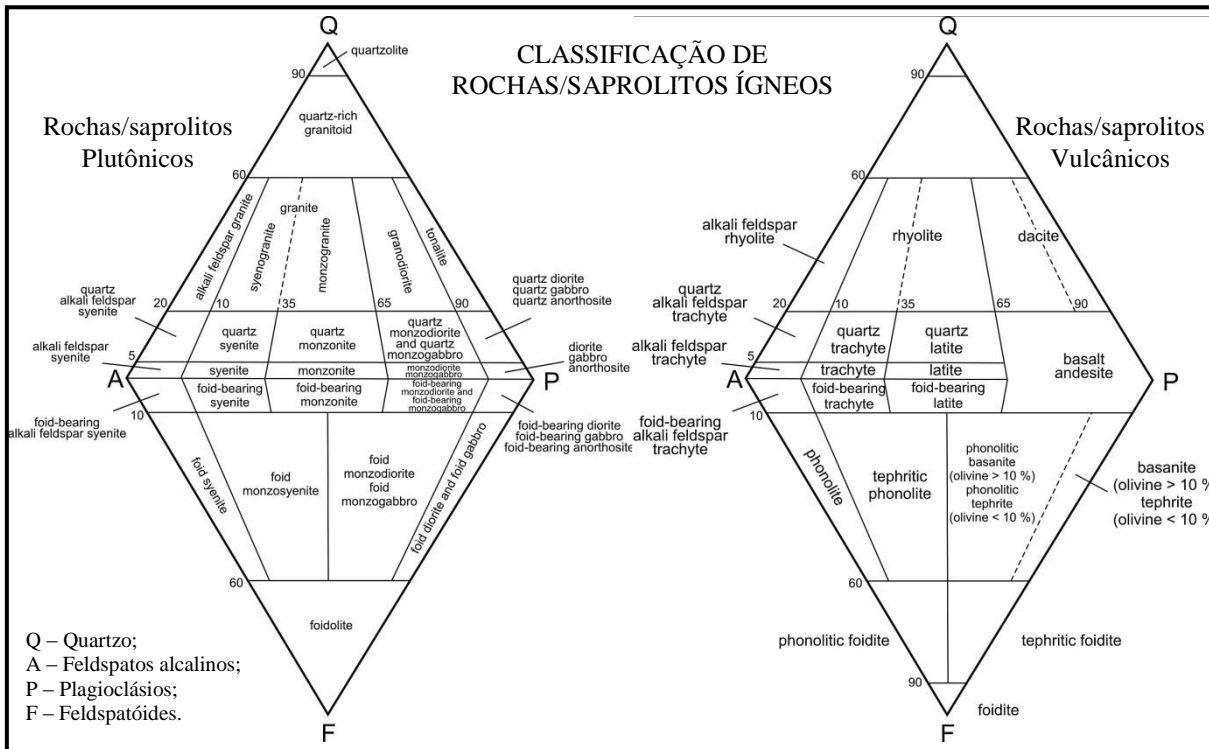


Figura 4 - Classificação e nomenclatura de rochas ígneas que também pode ser utilizada no quarto nível categórico do SRT para classificar os saprolitos derivados de rochas ígneas plutônicas e vulcânicas (STRECKEISEN, 1976, 1978)

O contato lítico, ou seja, o contato entre o solo e o saprolito, parece limitar o material classificado pelo SiBCS. Este fato contribui com a proposta aqui apresentada referente à utilização do SRT como um sistema complementar para a classificação dos materiais existentes abaixo do contato lítico. Não existem, por tanto, conflitos conceituais ou sobreposição física entre os materiais contemplados no SiBCS e no SRT.

Os saprolitos podem apresentar dezenas de metros de profundidade (GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978; CALVERT; BUOL; WEED, 1980a; TAYLOR et al., 2010) e são geralmente mais espessos que os solos sobrejacentes em regolitos formados sob climas tropicais (ZIEGLER et al., 2005; DERE et al., 2013; NDJIGUI et al., 2013). Representar o material subjacente ao solo por um único símbolo, Ex. Cr, RCr, CrR, sugere uma errônea dedução de que os saprolitos apresentam uniformidades de atributos desde a base do solo até o início da rocha.

A descrição morfológica dos perfis apresentada neste estudo, contribui com diversos outros estudos que relatam a presença de diferentes graus de intemperização em saprolitos espessos (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005). Desta forma, sugere-se que as secções isovolumétricas com diferentes graus de intemperização devam ser consideradas horizontes saprolíticos.

A resistência do material a testes de campo deve ser adotada como critério diferenciativo para os horizontes saprolíticos (Tabelas 1 e 2). O estudo de campo realizado nos saprolitos dos trezes perfis, baseado no proposto por Gulla e Matano (1997), Pedron (2007) e Borrelli et al. (2014), leva a sugerir a utilização de sete classes de intemperização que também representam seis possíveis símbolos para horizontes saprolíticos (Figuras 5 e 6): (I) Rocha Inalterada – R; (II) Rocha pouco alterada – RS; (III) Rocha moderadamente alterada – SR; (IV) Rocha intermediariamente alterada – S; (V) Rocha muito alterada – SC; (VI) Rocha extremamente alterada – CS e (VII) Rocha completamente alterada – Cr.

O símbolo (R) representa a rocha visualmente inalterada. O símbolo (C) representa a secção formada por sedimentos ou material de rocha não consolidado ou outros materiais de rocha não cimentados, possíveis de fragmentar com as mãos. O símbolo (S) representa a rocha em um estágio intermediário de intemperização compreendido entre o estágio inalterado – R e o estágio de solo ou sedimento – C.

Diante da existência dos símbolos indicativos dos seis possíveis horizontes saprolíticos, torna-se então desnecessário a utilização do sufixo (r) sucedendo os símbolos R, RS, SR, S, SC e CS, devendo suceder unicamente o símbolo C, referindo-se à horizontes transicionais entre o solo e o saprolito, por exemplo: Cr.

A descrição morfológica para horizontes do solo, apresentada pelo Manual de Descrição e Coleta de Solos no Campo (SANTOS et al., 2005), adota a seguinte ordem descritiva: (1) tipo; (2) profundidade; (3) cor; (4) textura; (5) estrutura; (6) porosidade; (7) consistência e (8) transição. Este estudo propõe a utilização da mesma sequência para a descrição morfológica dos horizontes saprolíticos.

A estrutura e a textura dos saprolitos são semelhantes às das rochas originárias, sugere-se então que a descrição destes atributos seja realizada segundo os critérios petrológicos e não pedológicos. Desta forma, a estrutura e a textura dos saprolitos derivados de rochas ígneas ou metamórficas devem ser descritas segundo Best (2003).

Visto que a estrutura descrita será sempre a mesma para todos os horizontes saprolíticos, a descrição da estrutura deve ser sempre seguida do respectivo grau de intemperização. Este protocolo é necessário para que se possa evidenciar o grau de alteração da estrutura em relação aos horizontes subjacente e sobrejacente. Os símbolos referentes aos horizontes saprolíticos também devem seguir o proposto nas Tabelas 1 e 2. Os demais itens devem seguir os critérios convencionalmente aplicados aos horizontes do solo, presente em Santos et al. (2005).

Tabela 1 - Classes de intemperismo para gnaisses ou rochas metamórficas semelhantes. Baseado no proposto por Gullà e Matano (1997), Pedron (2007) e Borrelli et al. (2014)

Classe	Denominação	Descrição	Símbolo
I	Rocha Inalterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico; impenetrável ao golpe de qualquer ferramenta manual de campo (Figura 5A).	R ⁽¹⁾
II	Rocha pouco alterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico; fragmenta-se em blocos compactos quando golpeada com picareta; não se fragmenta ao golpe do martelo pedológico ou faca (Figura 5B).	RS
III	Rocha moderadamente alterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico; fragmenta-se em blocos compactos quando golpeada com picareta ou martelo pedológico; não se fragmenta ao golpe da faca; quando presente, xistosidade fraca (Figura 5C).	SR
IV	Rocha intermediariamente alterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico apenas em resquícios de leucossomas ou fragmentos de rocha presentes em resquícios de melanossomas; fragmenta-se em blocos quebradiços quando golpeada com picareta, martelo pedológico ou faca. Não pode ser fragmentada com as mãos (Figura 5D).	S ⁽²⁾
V	Rocha muito alterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico apenas em resquícios de leucossomas ou em fragmentos de rocha presentes em resquícios de melanossomas; fragmenta-se em blocos quebradiços quando golpeada com picareta, martelo pedológico ou faca; somente com dificuldade pode ser fragmentada com as mãos; xistosidade, quando presente, é forte (Figura 5E e F).	SC
VI	Rocha extremamente alterada	Produz som metálico apenas em fragmentos de rocha; fragmentos de rochas predominantemente na fração calhau ou maior; não apresenta resquícios de leucossomas ou melanossomas; fragmenta-se com as mãos com resistência moderada em massa texturável (Figura 5G).	CS
VII	Rocha completamente alterada	Produz som metálico apenas em fragmentos de rocha; fragmentos de rocha predominantemente nas frações areia e cascalho; fragmenta-se facilmente em uma massa texturável ou agregados. Pode apresentar evidências de processos de agregação (Figura 5H).	Cr ⁽³⁾

⁽¹⁾ Rocha visualmente inalterada; ⁽²⁾ Estado intermediário entre rocha e solo; ⁽³⁾ Camada formada por sedimentos, saprolito ou material de rocha não consolidado ou outros materiais de rocha não cimentados possíveis de fragmentar facilmente com as mãos.

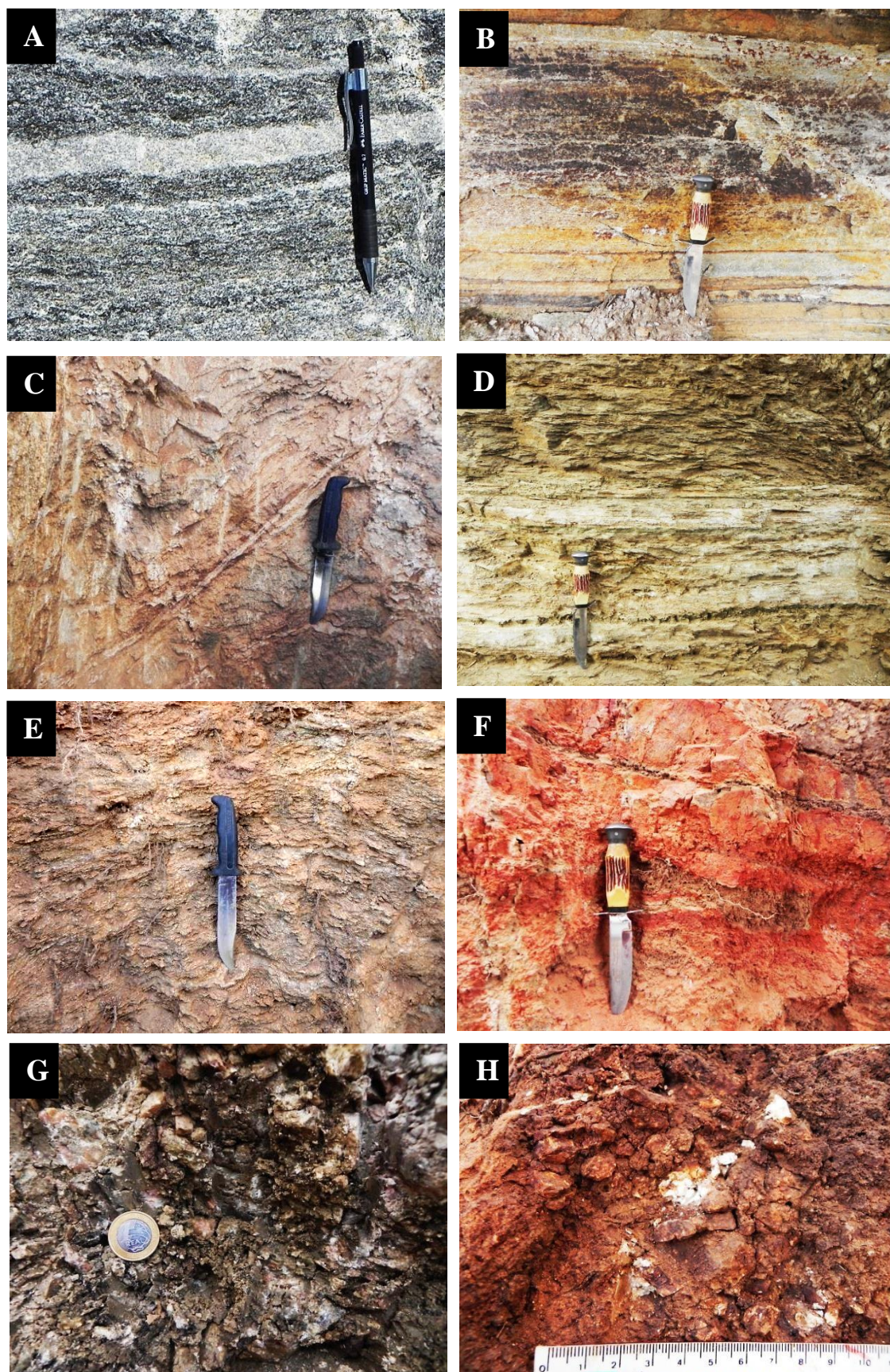


Figura 5 - Classes de intemperismo para gnaisses ou rochas metamórficas semelhantes. (A) classe I; (B) classe II; (C) classe III; (D) classe IV; (E) classe V (xistosa); (F) classe V; (G) classe VI; (H) classe VII

Tabela 2 - Classes de intemperismo para granitos, sienitos ou rochas ígneas semelhantes. Baseado no proposto por Gullà e Matano (1997), Pedron (2007) e Borrelli et al. (2014)

Classe	Denominação	Descrição	Símbolo
I	Rocha Inalterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico; impenetrável ao golpe de qualquer ferramenta manual de campo (Figura 6A).	R ⁽¹⁾
II	Rocha pouco alterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico; fragmenta-se em blocos compactos quando golpeada com picareta; não se fragmenta ao golpe do martelo pedológico ou faca (Figura 6B).	RS
III	Rocha moderadamente alterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico; fragmenta-se em blocos compactos quando golpeada com picareta ou martelo pedológico; não se fragmenta ao golpe da faca; possível alteração esferoidal ou esfoliação (Figura 6C e D).	SR
IV	Rocha intermediariamente alterada	Produz som metálico à colisão do martelo pedológico; fragmenta-se em blocos quebradiços quando golpeada com picareta, martelo pedológico. Não pode ser fragmentada com a faca ou com as mãos; possível alteração esferoidal ou esfoliação (Figura 6E).	S ⁽²⁾
V	Rocha muito alterada	Não produz som metálico à colisão do martelo pedológico; fragmenta-se em blocos quebradiços quando golpeada com picareta, martelo pedológico ou faca; somente com dificuldade pode ser fragmentada com as mãos; possível alteração esferoidal ou esfoliação (Figura 6F).	SC
VI	Rocha extremamente alterada	Não produz som metálico à colisão do martelo pedológico; fragmenta-se com as mãos com moderada dificuldade em uma massa texturável. Não apresenta evidências de processos de agregação (Figura 6G).	CS
VII	Rocha completamente alterada	Não produz som metálico à colisão do martelo pedológico; fragmenta-se em uma massa texturável ou agregados. Pode apresentar evidências de processos de agregação (Figura 6H).	Cr ⁽³⁾

⁽¹⁾ Rocha visualmente inalterada; ⁽²⁾ Estado intermediário entre rocha e solo; ⁽³⁾ Camada formada por sedimentos, saprolito ou material de rocha não consolidado ou outros materiais de rocha não cimentados possíveis de fragmentar facilmente com as mãos.

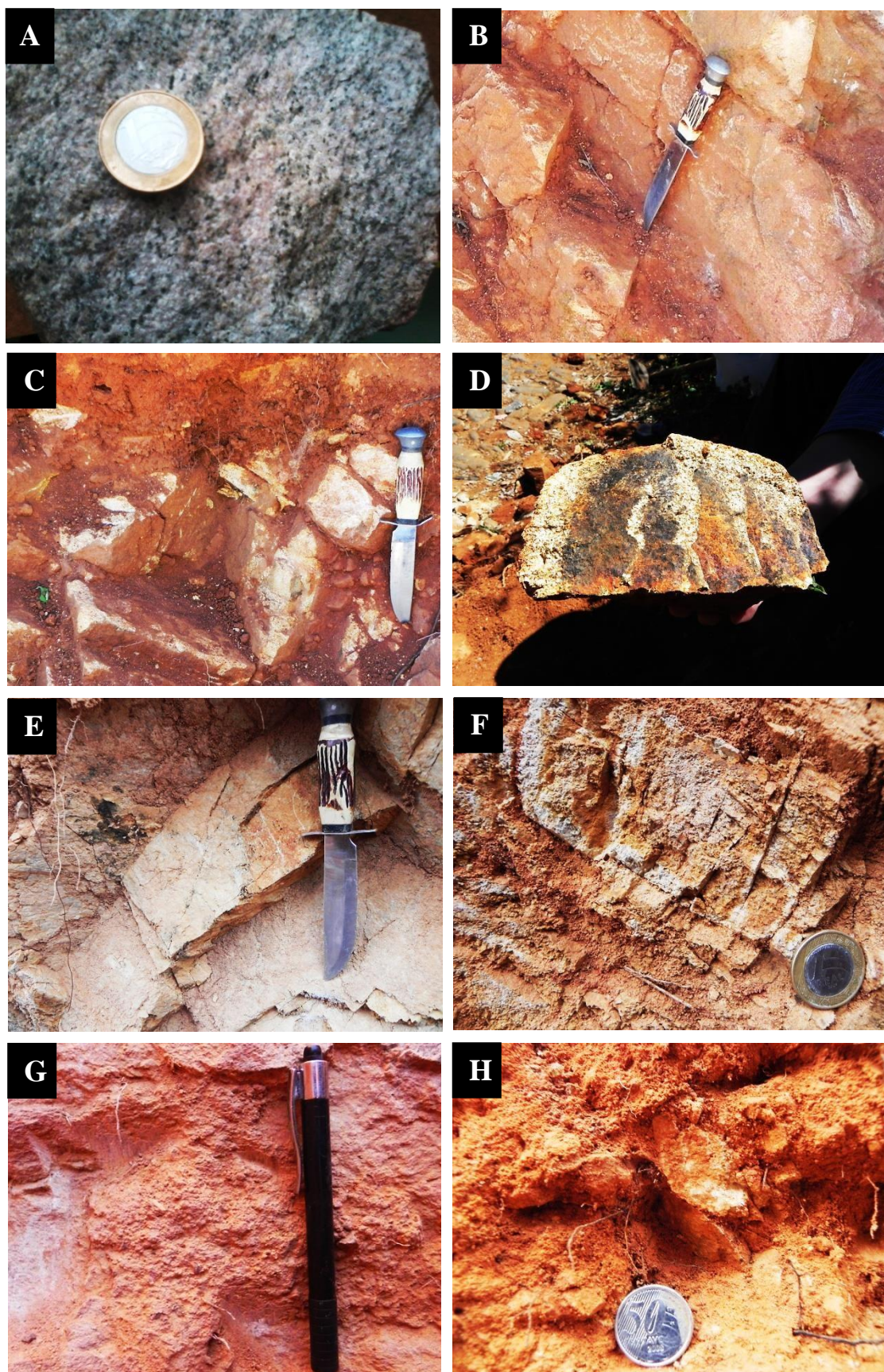


Figura 6 - Classes de intemperismo para granitos, sienitos ou rochas ígneas semelhantes. (A) classe I; (B) classe II; (C) classe III; (D) classe III (fraturado); (E) classe IV; (F) classe V; (G) classe VI; (H) classe VII

4.3.1.1 Perfis da zona da mata

A classificação e a descrição morfológica dos perfis localizado na zona da mata encontram-se na Tabela 3. O perfil 1 foi classificado como Chernossolo Argilúvico Órtico típico sobre Gneiss Schistidap sobre Gneiss Schistarap, apresenta sequência de horizontes Ap – A2 – Bt – C – SC – SR, o perfil tem profundidade superior a 297 cm com o saprolito iniciando a 152 cm de profundidade. O horizonte A apresenta textura franco-argilo-arenosa, a qual se repete no horizonte A2. Os demais horizontes do solo apresentam textura variando de argilo-arenosa a areia franca cascalhenta.

Apenas nos horizontes Ap e A2 foram observadas estruturas granulares. O horizonte Bt apresenta estrutura formada por blocos subangulares e o horizonte C, na transição com o saprolito, exibe uma estrutura maciça. A transição entre o solo e o saprolito é clara e ondulada. Os horizontes do saprolito SC e SR exibem texturas fanerítica e estrutura gnáissica com grau de intemperização variando de muito alterada no primeiro a moderadamente alterada no segundo.

O perfil 2 foi classificado como Chernossolo Argilúvico Órtico léptico sobre Gneiss Schistarap, com sequência de horizontes Ap – Bt – S – SR1 – SR2. A profundidade do perfil é superior a 375 cm, porém o saprolito inicia a 56 cm de profundidade. O horizonte Ap apresenta textura franco-arenosa e o horizonte Bt exibe textura franco-argilo-arenosa.

Semelhante ao observado em P1, apenas o horizonte Ap apresenta estrutura granular. O horizonte Bt apresenta estrutura formada por blocos subangulares. A transição entre o solo e o saprolito é clara e plana. O perfil possui três horizontes do saprolito, S – SR1 – SR2, que apresentam textura fanerítica e estrutura gnáissica com grau de intemperização intermediariamente alterada no horizonte superior e moderadamente alterada nos dois mais profundos.

O perfil 3 foi classificado como Cambissolo Háptico Tb Distrófico léptico sobre Gneiss Schistarap, com sequência de horizontes A – Bi – SC – S – SR. O saprolito inicia a 56 cm de profundidade. A profundidade do perfil é superior a 250 cm. O horizonte A apresenta textura franco-argilosa e o horizonte Bi exibe textura argila.

Ambos os horizontes do solo apresentam estruturas formadas por blocos subangulares. A transição entre o solo e o saprolito é gradual e plana. O perfil possui três horizontes do saprolito, SC – S – SR, que apresentam estruturas gnáissica e graus de intemperização mudando de muito alterada em SC até moderadamente alterada em SR. Ambos os horizontes do saprolito possuem textura fanerítica.

Tabela 3 - Classificação e morfologia dos perfis estudados

(continua)

Horizonte		Profundidade (cm)	Descrição morfológica
Solo	Saprolito		
Perfil 1 – Chernossolo Argilúvico Órtico típico ⁽¹⁾ sobre Gneiss Schistidap ⁽²⁾ sobre Gneiss Schistarap ⁽²⁾			
Ap		0 – 30	Preto (7,5YR 2/0, úmido); franco-argilo-arenosa; moderada média granular; friável, plástica e pegajosa; transição gradual e plana.
A2		30 – 57	Preto (7,5YR 2/0, úmido); franco-argilo-arenosa; moderada média granular; friável, plástica e pegajosa; transição clara e ondulada.
Bt		57 – 92	Vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/3, úmido); argilo-arenosa; moderada média blocos subangulares e angulares; firme, muito plástica e pegajosa; transição clara e ondulada.
C		92 – 152	Vermelho (2,5YR 4/6, úmido); areia franca cascalhenta; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição clara e ondulada.
Cr1/SC		152 – 227	Vermelho (2,5YR 4/6, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; muito alterada ⁽⁴⁾ ; transição gradual e ondulada.
Cr2/SR		227 – 297+	Amarelo-avermelhado (7,5YR 6/6, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; moderadamente alterada ⁽⁴⁾ .
Perfil 2 – Chernossolo Argilúvico Órtico léptico ⁽¹⁾ sobre Gneiss Schistarap ⁽²⁾			
Ap		0 – 28	Cinzento muito escuro (7,5YR 3/1, úmido); franco-arenosa; moderada média e grande granular; friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
Bt		28 – 56	Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmido); franco-argilo-arenosa; moderada média blocos subangulares e angulares; firme, muito plástica e pegajosa; transição clara e plana.
Cr1/S		56 – 160	Cinzento-esverdeado-oliva (10Y 6/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; intermediariamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição gradual e plana.
Cr2/SR1		160 – 273	Oliva-acinzentado (10Y 5/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; moderadamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição gradual e plana.
Cr3/SR2		273 – 375+	Verde-acinzentado (5GY 5/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; moderadamente alterada ⁽⁴⁾ .
Perfil 3 – Cambissolo Háptico Tb Distrófico léptico ⁽¹⁾ sobre Gneiss Schistarap ⁽²⁾			
A		0 – 19	Bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmido); franco-argilosa; moderada muito pequena a pequena blocos subangulares; friável, plástica e pegajosa; transição difusa e plana.
Bi		19 – 56	Bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmido); argila; forte muito pequena a pequena blocos subangulares e angulares; firme, plástica e pegajosa; transição gradual e plana.
Cr1/SC		56 – 110	Cinzento-claro (10YR 7/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; muito alterada ⁽⁴⁾ ; transição difusa irregular.
Cr2/S		110 – 160	Cinzento-claro (10YR 7/1, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; intermediariamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição difusa irregular.

Tabela 3 - Classificação e morfologia dos perfis estudados

(continuação)

Horizonte	Profundidade (cm)	Descrição morfológica
Solo		
Saprolito		

Cr3/SR	160 – 250+	Cinzeno-claro (10YR 7/1, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; moderadamente alterada ⁽⁴⁾ .
--------	------------	---

Perfil 4 – Chernossolo Háptico Órtico léptico⁽¹⁾ sobre Gneiss Schistarap⁽²⁾

Ap	0 – 30	Cinzeno muito escuro (7,5YR 3/1, úmido); franco-argilo-arenosa; moderada média e grande granular; friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
Bi	30 – 65	Bruno-amarelado (10YR 5/4, úmido); franco-argilo-arenosa; moderada média blocos subangulares e angulares; firme, muito plástica e pegajosa; transição clara e plana.
Cr1/SC	65 – 105	Amarelo-brunado (10YR 6/6, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; muito alterada ⁽⁴⁾ ; transição difusa e plana
Cr2/S1	105 – 150	Bruno-oliváceo (2,5Y 4/3, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; intermediariamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição difusa e plana.
Cr3/S2	150 – 185+	Oliva-claro-acinzentado (5Y 6/3, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽⁴⁾ ; intermediariamente alterada ⁽⁴⁾ .

Perfil 5 – Neossolo Regolítico Eutrófico solódico⁽¹⁾ sobre Granite Granidap⁽²⁾

A	0 – 15	Bruno-escuro (10YR 3/3, úmido); franco-argilo-arenosa; fraca pequena e média blocos subangulares; muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
AC	15 – 35	Bruno-amarelo-escuro (10YR 3/4, úmido); franco-arenosa; fraca média blocos subangulares; muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
C1	35 – 70	Bruno-amarelo-escuro (10YR 3/6, úmido); franco-arenosa; fraca pequena e média blocos subangulares; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
C2	70 – 90	Bruno-amarelo-escuro (10YR 4/6, úmido); franco-arenosa; fraca pequena e média blocos subangulares; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.
C3	90 – 112	Bruno-amarelo-escuro (10YR 4/4, úmido); franco-arenosa; fraca pequena e média blocos subangulares; firme, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
Cr1/Cr	112 – 155	Bruno-amarelo-escuro (10YR 4/4, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura porfirítica ⁽³⁾ ; completamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição clara e plana.
Cr2/CS	155 – 175+	Bruno-amarelo-escuro (10YR 4/4, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura porfirítica ⁽³⁾ ; extremamente alterada ⁽⁴⁾ .

Perfil 6 – Neossolo Regolítico Eutrófico típico⁽¹⁾ sobre Gneiss Schistidap⁽²⁾

A	0 – 20	Bruno-acinzentado-muito escuro (10YR 3/2, úmido); areia franca; fraca média blocos subangulares; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição difusa e plana.
---	--------	--

Tabela 3 - Classificação e morfologia dos perfis estudados

(continuação)

Horizonte		Profundidade (cm)	Descrição morfológica
Solo	Saprolito		
AC		20 – 62	Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmido); areia franca; fraca média blocos subangulares; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição difusa e plana.
C1		62 – 90	Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmido); areia franca; fraca média blocos subangulares; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição gradual e plana.
C2		90 – 116	Bruno (10YR 4/3, úmido); areia franca; maciça; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
C3		116 – 135	Bruno-claro-acinzentado (10YR 6/3, úmido); areia franca; maciça; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
Cr/CS		135 – 170+	Cinzentado-claro (10YR 7/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; extremamente alterada ⁽⁴⁾ .

Perfil 7 – Planossolo Nátrico Sáfico típico⁽¹⁾ sobre Gneiss Schistarap⁽²⁾

Ap		0 – 14	Bruno-escuro (10YR 4/3, úmido); franco-arenosa; maciça moderadamente coesa; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta e ondulada.
2Btn		14 – 45	Bruno-escuro (10YR 4/3, úmido); franco-argilo-arenosa; moderada muito grande blocos angulares; extremamente firme, plástica e pegajosa; transição gradual e plana.
2Cn		<45 – 59 >45 – 65	Bruno-amarelado (2,5 YR 6/4, úmido), mosqueado comum, pequeno e distinto bruno forte (7,5YR 5/8); franco-argilo-arenosa; fraca média a grande blocos angulares; extremamente dura, muito firme, plástica e pegajosa; transição abrupta e ondulada.
2Crn1/ Sn1		65 – 105	Verde-acinzentado-escuro (5GY 4/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; intermediariamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição abrupta e plana.
2Crn2/ Sn2		105 – 145+	Oliva-claro-acinzentado (5Y 6/3, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; intermediariamente alterada ⁽⁴⁾ .

Perfil 8 – Neossolo Quartzarênico Órtico êutrico⁽¹⁾ sobre Gneiss Schistarap⁽²⁾

Ap		0 – 20	Bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2, úmido); areia franca; grãos simples e fraca pequena e média blocos subangulares; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
AC		20 – 43	Cinzentado-escuro (10YR 3/3, úmido); areia franca; fraca pequena e média blocos subangulares; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição clara e plana
CA		43 – 61	Bruno-amarelo-escuro (10YR 3/4, úmido); areia franca; fraca pequena e média blocos subangulares; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
C1		61 – 88	Bruno-amarelo-escuro (10YR 3/6, úmido); areia franca; fraca pequena e média blocos subangulares; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.

Tabela 3 - Classificação e morfologia dos perfis estudados

(continuação)

Horizonte	Profundidade (cm)	Descrição morfológica
Solo		
Saprolito		
C2	88 – 130	Bruno-amarelo-escuro (10YR 4/4, úmido); franco-arenosa; fraca pequena e média blocos subangulares; muito friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
C3	130 – 145	Bruno-amarelo-escuro (10YR 4/6, úmido); franco-arenosa; maciça; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
Cr1/SC1	<145 – 185	Vermelho (2,5 YR 5/6, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; muito alterada ⁽⁴⁾ ; transição difusa e irregular.
Cr2/SC2	<265 – 292 >185 – 260	Vermelho-claro (2,5 YR 6/6, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; muito alterada ⁽⁴⁾ ; transição difusa e irregular.
Cr3/S	265 – 318+	Vermelho-claro (2,5 YR 7/6, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; intermediariamente alterada ⁽⁴⁾ .
Perfil 9 – Cambissolo Háptico Tb Eutrófico típico ⁽¹⁾ sobre Syenite Granarap ⁽²⁾		
Ap	0 – 20	Vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco-argilosa; moderada pequena blocos subangulares; muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição difusa e plana.
Bi	20 – 120	Bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmido); franco-argilosa; forte pequena e média blocos subangulares; firme; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta e ondulada.
Cr1/SR	<120 – 131 >120 – 162	Cinzeno-claro (10YR 7/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; moderadamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição clara e ondulada.
Cr2/RS	<162 – 224+ >131 – 224+	Cinzeno-claro (10YR 7/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; pouco alterada ⁽⁴⁾ .
Perfil 10 – Neossolo Litólico Eutrófico fragmentário ⁽¹⁾ sobre Syenite Granarap ⁽²⁾		
Ap	0 – 26	Vermelho-amarelado (5YR 4/6, úmido); franco-argila-arenosa cascalhento; fraca pequena blocos subangulares; muito friável, não plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
Cr1/S	26 – 67	Cinzeno-claro (10YR 7/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; intermediariamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição difusa e plana.
Cr2/SR	67 – 110	Cinzeno-claro (10YR 7/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; moderadamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição difusa e plana.
Cr3/RS	110 – 229+	Cinzeno-claro (10YR 7/2, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; pouco alterada ⁽⁴⁾ .
Perfil 11 – Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico abrupto cambissólico ⁽¹⁾ sobre Syenite Granidap ⁽²⁾ sobre Syenite Granarap ⁽²⁾		
A	0 – 15	Vermelho-amarelado (5YR 4/4, úmido); franco-arenosa; fraca pequena granular e blocos subangulares; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
Bt1	15 – 37	Vermelho-amarelado (5YR 4/6, úmido); franco-argilo-arenosa; fraca pequena blocos subangulares; friável e firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.

Tabela 3 - Classificação e morfologia dos perfis estudados

(conclusão)

Horizonte		Profundidade (cm)	Descrição morfológica
Solo	Saprolito		
Bt2		37 – 78	Vermelho-amarelado (5YR 5/8, úmido); franco-argilo-arenosa com cascalho; fraca pequena blocos subangulares; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
BC		78 – 93	Bruno-forte (7,5YR 5/8, úmido); franco-argilo-arenosa cascalhenta; fraca pequena blocos subangulares; friável; ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.
Cr/CS		93 – 105	Bruno-forte (7,5YR 5/8, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; extremamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição abrupta e plana.
R/RS		105 – 115+	Bruno-forte (7,5YR 5/8, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; pouco alterada ⁽⁴⁾ .

Perfil 12 – Luvissole Crômico Órtico típico⁽¹⁾ sobre Gneiss Schistidap⁽²⁾

A		0 – 23	Bruno-escuro (7,5YR 4/4, úmido); franco-argilo-arenosa cascalhenta; fraca média blocos subangulares; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição abrupta e plana.
2Bt		23 – 46	Vermelho (2,5YR 4/6, úmido); argila; forte média prismática, composta de moderada média blocos angulares; serosidade comum e moderada; firme, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
2BC		46 – 60	Bruno-forte (7,5YR 5/6, úmido); franco-argila-arenosa; moderada média a grande prismática, composta de moderada média blocos angulares; superfícies de compressão comuns e fracas; muito firme, plástica e pegajosa; transição abrupta e ondulada.
2Cr1/CS		60 – 97	Vermelho-claro (2,5 YR 6/6, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; extremamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição clara e plana.
2Cr2/SC		97 – 120+	Vermelho-claro (2,5 YR 7/6, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura gnáissica ⁽³⁾ ; muito alterada ⁽⁴⁾ .

Perfil 13 – Neossolo Regolítico Eutrófico solódico⁽¹⁾ sobre Granite Granidap⁽²⁾

A		0 – 12	Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmido); areia franca; fraca média blocos subangulares; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
AC		12 – 31	Bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmido); areia franca; fraca média blocos subangulares; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
C1		31 – 58	Bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmido); areia franca; maciça; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição gradual e plana.
C2		58 – 76	Bruno-acinzentado (10YR 5/2, úmido); areia franca; maciça; muito friável; não plástica e não pegajosa; transição clara e plana.
Crn1 / Crn		76 – 110	Bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/4, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; completamente alterada ⁽⁴⁾ ; transição clara e plana.
Crn2 / CSn		110 – 160+	Bruno muito claro-acinzentado (10YR 7/4, úmido); textura fanerítica ⁽³⁾ ; estrutura granular ⁽³⁾ ; extremamente alterada ⁽⁴⁾ .

⁽¹⁾ EMBRAPA (2013); ⁽²⁾ Boul (1994); ⁽³⁾ Best (2003); ⁽⁴⁾ Ver Tabelas 1 e 2.

O perfil 4 foi classificado como Chernossolo Háptico Órtico léptico sobre Gneiss Schistarap, com sequência de horizontes A – Bi – SC – S1 – S2. A profundidade do perfil é superior a 185 cm e o saprolito inicia a 65 cm de profundidade. Os dois horizontes do solo apresentam textura franco-argilo-arenosa. O horizonte A possui estrutura granular e o horizonte Bi é constituída por blocos subangulares. A transição entre o solo e o saprolito é clara e plana. Os três horizontes do saprolito, SC – S1 – S2, apresentam estruturas gnáissica e graus de intemperização muito alterada em SC e moderadamente alterada em S1 e S2, ambos com textura fanerítica.

Os quatro perfis localizados na zona da mata apresentam solos pouco profundos seguidos de saprolitos espessos, em especial os perfis 2, 3 e 4. Estes perfis exibem a transição entre solo e saprolito variando de 2,5 a 7,5 cm de espessura, demonstrando que a transição entre solos e saprolitos pode ocorrer de forma tão evidente quanto às transições comumente observadas entre horizontes do solo (CADY, 1951; CALVERT; BUOL; WEED, 1980a; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992).

A existência de resquícios de leucossomas na transição entre o solo e o saprolito, como os observados em P3 e P4, pode ajudar a explicar porque os solos descritos na região mais úmida do Estado apresentam pouca profundidade. Os resquícios quartzosos, resistentes ao intemperismo, parecem atuar como uma barreira física que limita o avanço da pedogênese sobre os saprolitos subjacentes (BUOL, 1986; BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001) (Figura 7).

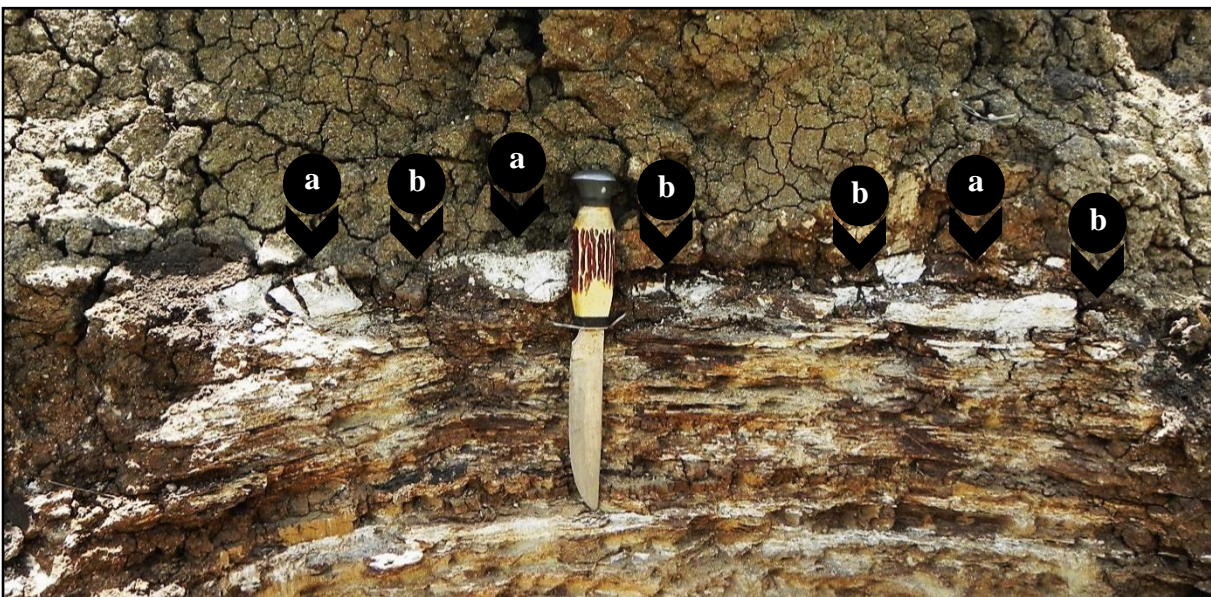


Figura 7 - Foto demonstrando a presença de um resquício de leucossoma na transição entre o solo e o saprolito em P4. (a) Resquício de leucossoma; (b) Ruptura do resquício de leucossoma seguido de maior grau de intemperização da região subjacente

Resquícios de leucossomas semelhantes também podem ser observados em P2, P7 e P8. Estes resquícios estão posicionados exatamente na transição entre o solo e o saprolito. Os resquícios de leucossomas parecem separar o produto intempérico isovolumétrico do produto intempérico não isovolumétrico. Pode-se inferir que esta estrutura divide o domínio da pedogênese, em sua face superior, do domínio da saprolitogênese, em sua face posterior.

A pedogênese geralmente domina a porção mais superficial do regolito (O'BRIEN; BUOL, 1984; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002) e ocasionalmente avança sobre o produto intempérico isovolumétrico transformando saprolitos em solo (SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005; BORRELLI et al., 2012).

A existência de horizontes de solo transicionais que atuam como barreira ao avanço do intemperismo foi descrita por Stolt, Baker e Simpson (1992). Entretanto, a presença de uma barreira formada por uma estrutura horizontal herdada do litotipo não foi encontrada na literatura científica consultada.

A ruptura da barreira formada pelo resquício leucossomático implica em uma via preferencial para a percolação da água, conseqüentemente o intemperismo químico avança e promove o incremento da taxa de intemperização nas regiões subjacentes. A fotografia presente na Figura 7 demonstra que as regiões do saprolito posicionadas abaixo dos pontos de ruptura dos resquícios de leucossoma apresentam maior grau de intemperização da estrutura em comparação às regiões vizinhas. Este fato pode ser atribuído ao maior grau de oxidação dos minerais máficos, provavelmente biotita, em relação às regiões protegidas nas proximidades.

A oxidação diferencial da biotita seria um reflexo do aumento da taxa de intemperização da região exposta, pela ruptura da barreira subjacente, em relação à região protegida. A oxidação da biotita seguida da perda de elementos das entre camadas são relatadas por diversos autores como consequência microscópica do avanço do intemperismo químico sobre saprolitos de gnaisses (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002).

A morfologia dos saprolitos dos quatro perfis é derivada da alteração isovolumétrica dos bandeamentos da estrutura gnáissica das rochas originárias (Figura 8). Os leucossomas, formados majoritariamente por minerais félsicos, são mais resistentes à intemperização. Os paleossomas e melanossomas, com maiores conteúdos de minerais facilmente

intemperizáveis, apresentam maior grau de intemperização, implicando na formação de horizontes morfologicamente caracterizados pela formação de xistosidade.



Figura 8 - Foto demonstrando a presença de resquícios de leucossomas integrando o horizonte do saprolito SR1 em P2. O horizonte é formado majoritariamente por resquícios de melanossomas com xistosidade moderada. (a) Resquícios de leucossomas; (b) Resquícios de melanossomas

Os resquícios de leucossomas apresentam espessuras que variam de poucos milímetros a dezenas de centímetros. Quando milimétricos, os resquícios quartzosos devem ser considerados como estruturas integrantes dos horizontes melanossomáticos. Entretanto, quando os resquícios de leucossomas apresentarem espessuras centimétricas, devem ser descritos morfologicamente como horizontes saprolíticos independentes, devido principalmente à expressiva mudança dos atributos físicos, químicos e mineralógicos existente entre a sua estrutura quartzosa e as estruturas xistosas constituente dos horizontes melanossomáticos subjacente e sobrejacente.

4.3.1.2 Perfis do agreste

O perfil 5 foi classificado como Neossolo Regolítico Eutrófico solódico sobre Granite Granidap, com sequência de horizontes A – AC – C1 – C2 – C3 – Cr – CS. A profundidade do perfil é superior a 175 cm, porém o saprolito inicia a 112 cm de profundidade. O horizonte A

apresenta textura franco-argilo-arenosa e os demais horizontes do solo possuem textura franco-arenosa. Todos os horizontes do solo possuem estruturas formadas por blocos subangulares. A transição entre o solo e o saprolito é clara e plana. Os horizontes do saprolito Cr e CS apresentam textura fanerítica e estruturas porfírica com graus de intemperização variando de completamente alterada em Cr a extremamente alterada em CS.

O perfil 6 foi classificado como Neossolo Regolítico Eutrófico típico sobre Gneiss Schistidap, com sequência de horizontes A – AC – C1 – C2 – C3 – CS. O saprolito inicia a 112 cm da superfície e a profundidade do perfil é superior a 170 cm. Todos os horizontes do solo apresentam textura areia franca. Os horizontes A, AC e C1 possuem estruturas formadas por blocos subangulares e os horizontes C2 e C3 apresentam estruturas maciças. A transição entre o solo e o saprolito é clara e plana. O horizonte do saprolito CS apresenta textura fanerítica e estrutura granular extremamente alterada.

O perfil 7 foi classificado como Planossolo Nátrico Sáfico típico sobre Gneiss Schistarap e apresenta sequência de horizontes Ap – 2Btn – 2Cn – Sn1 – Sn2. A profundidade do perfil é superior a 145 cm e o saprolito inicia a 65 cm de profundidade. O horizonte A apresenta textura franco-arenosa e os demais horizontes do solo possuem textura franco-argilo-arenosa. O horizonte A apresenta estrutura maciça e os horizontes 2Btn e 2Cn são constituídos por blocos subangulares. A transição entre o solo e o saprolito é abrupta e ondulada. Os dois horizontes do saprolito apresentam textura fanerítica e estruturas gnáissicas intermediariamente alteradas.

O perfil 8 foi classificado como Neossolo Quartzarênico Órtico eutróico sobre Gneiss Schistarap, com sequência de horizontes A – AC – CA – C1 – C2 – C3 – SC1 – SC2 – S. O saprolito inicia a 145 cm da superfície e a profundidade do perfil supera 170 cm. Os horizontes A, AC, CA e C1 apresentam textura areia franca, enquanto os C2 e C3 possuem textura franco-arenosa. Os horizontes A, AC, CA, C1 e C2 possuem estruturas do tipo blocos subangulares e o horizonte C3 apresenta estrutura maciça. A transição entre o solo e o saprolito é clara e plana. Os horizontes SC1, SC2 e S exibem textura fanerítica e estruturas gnáissicas variando de muito alteradas em SC1 e SC2 a intermediariamente alterada em S.

Os perfis da região do agreste apresentam transições solo-saprolito marcadas pela existência de horizontes onde o solo e o saprolito coexistem (Figura 9). São eles os horizontes Cr em P5, C3 em P6, S1 em P7 e SC1 em P8. Duas situações são possíveis para garantir a coexistência de solos e saprolitos nestes horizontes: (1) a pedogênese e a saprolitogênese podem estar em um delicado equilíbrio (MINARD, 1959; SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; BÉTARD, 2012; HEWAWASAM et al., 2013) ou (2) a

pedogênese pode estar avançando por vias preferenciais sobre o domínio da saprolitogênese (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BERNASCONI et al., 2008; BORRELLI et al., 2014).

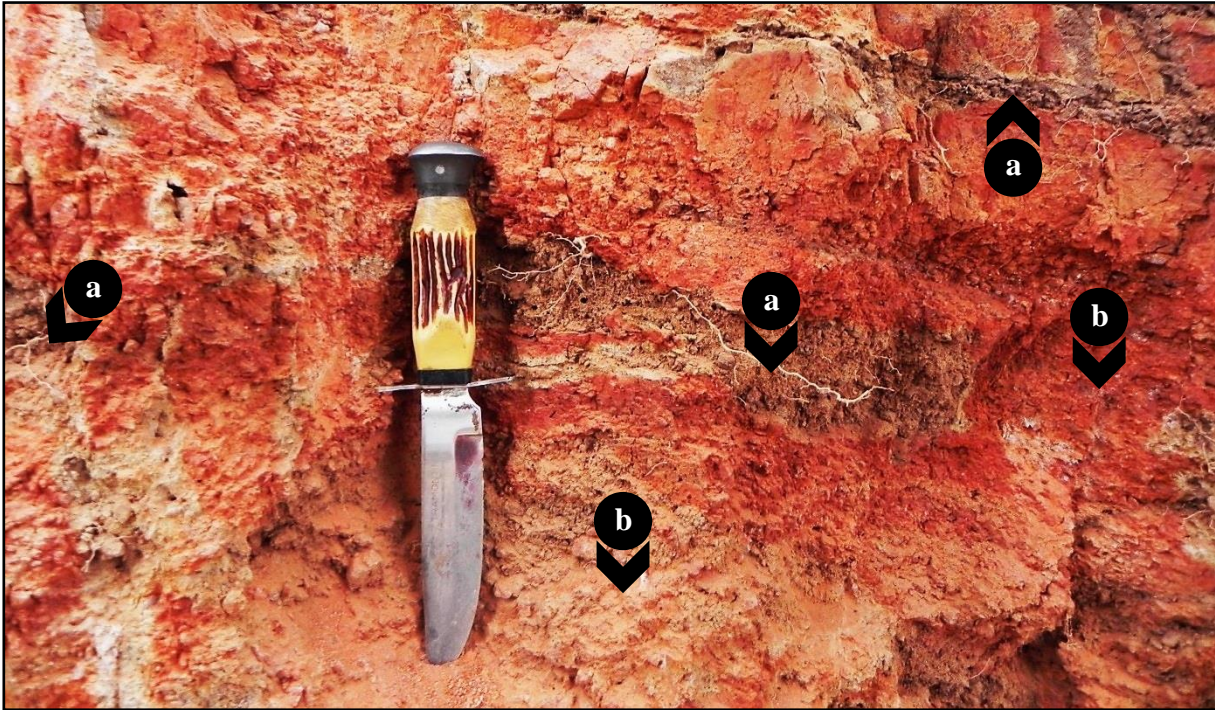


Figura 9 - Foto demonstrando o avanço da pedogênese sobre o domínio da saprolitogênese no horizonte SC1 em P8. Neste horizonte, a coexistência de solo e saprolito pode ser atribuída ao avanço da atividade biológica que quebra a isovolumetricidade do saprolito. (a) Solo; (b) Saprolito

Infere-se, no entanto, que a formação dos horizontes transicionais em P5, P6, P7 e P8 provavelmente resulta do avanço da pedogênese sobre o domínio da saprolitogênese (MCKAY et al., 2005; FREY et al., 2010; BRUNNER et al., 2011; BÉTARD, 2012). Este processo pode ser atribuído a três eventos:

1. Variações no regime de água na subsuperfície resultantes das mudanças do clima regional (SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; DIXON; HEIMSATH; AMUNDSON, 2009; BÉTARD, 2012) ou devido à alteração do nível de cota local (GEORGE, 1992; LI et al., 1997; MCKAY et al., 2005);
2. Diminuição da profundidade do solo sobrejacente por erosão superficial, com consequente incremento da taxa de intemperização em subsuperfície (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993b; SCHOLTEN, 1997; SCARCIGLIA et al., 2005);

3. Aumento da atividade biológica na porção superior do saprolito (BERNASCONI et al., 2008; FREY et al., 2010; BRUNNER et al., 2011).

4.3.1.3 Perfis do Sertão

O perfil 9 foi classificado como Cambissolo Háplico Tb Eutrófico típico sobre Syenite Granarap, com sequência de horizontes A – Bi – SR – RS. A profundidade do perfil é superior a 224 cm, porém o saprolito inicia a 120 cm de profundidade. Todos os horizontes do solo apresentam textura franco-argilosa e estruturas formadas por blocos subangulares. A transição entre o solo e o saprolito é abrupta e ondulada. Os dois horizontes do saprolito apresentam textura fanerítica e estrutura granular com graus de intemperização variando de moderadamente alterada em SR a pouco alterada em CS.

O perfil 10 foi classificado como Neossolo Litólico Eutrófico fragmentário sobre Syenite Granarap, com sequência de horizontes Ap – S – SR – RS. O saprolito inicia logo abaixo do horizonte – Ap a apenas 26 cm da superfície. A profundidade do perfil é superior a 229 cm. O único horizonte do solo apresenta textura franco-argila-arenosa cascalhento e estrutura formada por blocos subangulares. A transição entre o solo e o saprolito é gradual e plana. Os três horizontes do saprolito, apresentam textura fanerítica e estrutura granular variando de intermediariamente alterada em S a pouco alterada em RS.

O perfil 11 foi classificado como Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico abrupção cambissólico sobre Syenite Granidap sobre Syenite Granarap e apresenta sequência de horizontes A – Bt – Bt2 – BC – CS – RS. A profundidade do perfil é superior a 115 cm e o saprolito inicia a 93 cm de profundidade. O horizonte A apresenta textura franco-arenosa e os demais horizontes do solo possuem textura franco-argilo-arenosa. Todos os horizontes do solo são constituídos por blocos subangulares. A transição entre o solo e o saprolito é clara e plana. Os horizontes do saprolito – CS e RS apresentam textura fanerítica e estrutura granular extremamente alterada em CS e pouco alterada em RS.

O perfil 12 foi classificado como Luvisolo Crômico Órtico típico sobre Gneiss Schistidap, com sequência de horizontes A – 2Bt – 2BC – CS – SC. O saprolito inicia a 60 cm da superfície e a profundidade do perfil supera 120 cm. Os horizontes A e 2BC apresentam textura franco-argilo-arenosa. O horizonte intermediário 2Bt apresenta incremento de argila, tendo textura argila. Os horizontes do solo possuem estruturas formadas por blocos angulares no horizonte superficial e prismática composta de blocos angulares em 2Bt e 2BC. A transição entre o solo e o saprolito é abrupta e ondulada. Os horizontes do saprolito

apresentam textura fanerítica e estruturas gnáissicas variando de extremamente alterada em CS a muito alterada em SC.

O perfil 13 foi classificado como Neossolo Regolítico Eutrófico solódico sobre Granite Granidap, com sequência de horizontes A – AC – C1 – C2 – Crn – CSn. A profundidade do perfil é superior a 160 cm, porém o saprolito inicia a 76 cm de profundidade. Todos os horizontes do solo apresentam textura areia franca. Os horizontes A e AC são formados por blocos subangulares e os horizontes C1 e C2 apresentam estrutura maciça. A transição entre o solo e o saprolito é clara e plana. Os horizontes Crn e CSn apresentam textura fanerítica e estrutura granular com graus de intemperização variando de completamente alterada no primeiro a extremamente alterada no segundo.

Os perfis do sertão possuem morfologias fortemente influenciadas pelas estruturas das rochas originárias. Os perfis derivados de sienito, P9, P10 e P11, apresentam saprolitos com esfoliação. Fato provavelmente relacionado à estrutura granular e à composição intermediariamente ácida dos sienitos originários. Os sienitos são quimicamente mais susceptíveis a intemperização em relação ao demais litotipos, sendo a única rocha que apresenta esfoliação ou intemperização esferoidal (Figura 10). Geralmente, quanto maior for o conteúdo de feldspato maior será a propensão da rocha a esfoliação (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001)



Figura 10 - Foto demonstrando a presença de esfoliação da estrutura derivada de sienito do horizonte saprolitogênico SR em P10

A presença de esfoliação e intemperização esferoidal em saprolitos são frequentemente relatadas em artigos relacionados ao intemperismo de rochas cristalinas (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; HEWAWASAM et al., 2013; BORRELLI et al., 2014). A esfoliação pode ser atribuída à existência de diferentes interações termodinâmicas durante o intemperismo de micro-saprolitos existentes na superfície da rocha. A intemperização esferoidal é comumente descrita como o resultado da intemperização preferencial dos vértices de fragmentos rochosos angulares (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005).

A constituição mineralógica dos sienitos, com relativo maior conteúdo de minerais máficos, implicou na formação de solos com matizes mais avermelhados e com texturas mais argilosas (Tabela 3). A presença de xistosidade foi marcante no saprolito de P12. A xistosidade foi um atributo morfológico observado em todos saprolitos derivados de gnaiss. Em adição, a presença de raízes entre os planos de xistosidade demonstra a importância dos saprolitos xistosos para a manutenção da vegetação existente sobre solos rasos (FREY et al., 2010; BRUNNER et al., 2011; BÉTARD, 2012) (Figura 11).



Figura 11 - Foto demonstrando a presença de raízes projetando-se em estrutura com moderada xistosidade no horizonte saprolitogênico CS em P12, demonstra a importância dos saprolitos xistosos para a manutenção da vegetação existente sobre solos rasos

Os níveis de desenvolvimento da xistosidade devem influenciar diretamente a dinâmica da água na subsuperfície deste perfil (WELBY, 1981; O'BRIEN; BUOL, 1984; LI et al., 1997), assim como devem contribuir para a fertilidade subsuperficial do regolito através da liberação de nutrientes originários da dissolução de minerais provenientes das entre camadas das micas (KRETZSCHMAR et al., 1997; MCVAY et al., 2004; BUSS et al., 2010).

O perfil 13, produto da intemperização de granito, apresenta um caso clássico do processo de arenização descrito por Power e Smith (1994). Este autor utiliza o termo “*arenaceous*” como sinônimo de saprolitos derivados de rochas granulares ácidas. Trata-se de uma palavra derivada do termo “*arène*”, proveniente da escola francesa de geologia. O processo de arenização é indicado por Sequeira Braga et al. (1989, 1990) e Sequeira Braga, Paquet e Begonha (2002) como uns dos principais eventos formadores de regolito em regiões de climas pouco úmidos.

A arenização é um processo regolito gênico relacionado à dissolução diferencial entre os minerais facilmente intemperizáveis e os mais resistentes ao intemperismo (Figura 12). A evolução deste processo resulta na formação de uma estrutura isovolumétrica com incremento gradual de quartzo e feldspatos potássicos. Estes minerais passam então a constituir as frações areia e cascalho do regolito (SEQUEIRA BRAGA et al., 1989; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; BORRELLI et al., 2014).



Figura 12 – Foto da arenização do granito no horizonte saprolitogênico CSn em P13

Os minerais mais susceptíveis a intemperização são gradativamente dissolvidos e o volume originalmente ocupado por eles passa a formar microporos (POWER; SMITH, 1994; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002). A rocha arenizada assemelha-se morfológicamente a uma rocha sedimentar fortemente cimentada (SEQUEIRA BRAGA et al., 1990; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

Estudos realizados em regolitos sob clima mediterrâneo por Scarciglia, Le Pera e Critelli (2005), Borrelli et al. (2014) e Perri et al. (2014), demonstram que, sob o mesmo clima, sistemas solo-saprolitos derivados de rochas ácidas granulares apresentam maiores conteúdo da fração areia e cascalho quando comparados a sistemas solo-saprolitos derivados de rochas ácidas com estrutura gnáissica.

A diferença entre as estruturas de rochas mineralogicamente semelhantes podem influenciar alguns atributos dos regolitos sobrejacentes. De fato, os perfis derivados de granitos, a exemplo de P5 e P13, apresentam texturas mais arenosas que os perfis derivados de gnaisses com constituições mineralógicas quantitativamente e qualitativamente semelhantes, a exemplo de P6 e P12, ambos sob o mesmo clima e relevo.

4.3.2 Construção de um modelo para a evolução intempérica de sistemas solo-saprolitos

Três premissas fundamentais sobre a formação de sistemas solo-saprolitos podem ser extraídas da literatura científica relacionada ao intemperismo:

1. Altas taxas de intemperização favorecem a pedogênese (CADY, 1951; CALVERT; BUOL; WEED, 1980a; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991, 1993b; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005);
2. Baixas taxas de intemperização favorecem a saprolitogênese (CALVERT; BUOL; WEED, 1980b; RICE; BUOL; WEED, 1985; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; DIXON; HEIMSATH; AMUNDSON, 2009);
3. A taxa de intemperização de um determinado ponto do regolito tende a ser inversamente proporcional a sua profundidade (O'BRIEN; BUOL, 1984;

STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; THÉVENIAUT; FREYSSINET, 1999; BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000; SCHULZ et al., 2013).

As três premissas indicam que, quanto menos profundo for o regolito, maior será a propensão de um ponto (*P*) situado na transição regolito/rocha sofrer pedogênese. Este fenômeno impede a formação de saprolitos espessos na interface entre regolitos pouco espessos e a rocha (ZIEGLER et al., 2005; BÉTARD, 2012; HEWAWASAM et al., 2013).

Abaixo de um regolito pouco espesso, a superfície da rocha tende a se transformar em um saprolito com espessura milimétrica, posteriormente este saprolito milimétrico colapsa e perde a isovolumetricidade. O colapso sucessivo destes saprolitos milimétricos resulta na formação de sedimentos ou de solos (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BERNASCONI et al., 2008).

Quando presente abaixo de solos ou sedimentos pouco espessos, a isovolumetricidade do saprolito é quebrada pela elevada taxa de intemperização. Este processo ocorre logo após a sua espessura alcançar poucos milímetros (LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; FREY et al., 2010). Este fato garante o domínio da pedogênese sobre a saprolitogênese na interface entre regolitos pouco espessos e a rocha. Segundo as três premissas supracitadas, saprolitos espessos teoricamente só podem se desenvolver após a formação e o espessamento do solo subjacente.

Evidências encontradas na literatura científica relacionada (CADY, 1951; CALVERT; BUOL; WEED, 1980a, b; O'BRIEN; BUOL, 1984; RICE; BUOL; WEED, 1985; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991, 1992, 1993a, b; THÉVENIAUT; FREYSSINET, 1999; BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005; SCHULZ et al., 2013; WONGFUN et al., 2013) podem validar as três premissas fundamentais.

Os resultados obtidos diante da aplicação destas premissas aos perfis aqui estudados levam a sugerir a construção de um modelo científico onde saprolitos com espessuras superiores a poucos milímetros só podem ser formados em estágios regolitogênicos posteriores aos estágios responsáveis pela formação e pelo espessamento dos solos subjacentes. Propõe-se que este modelo, quando validado satisfatoriamente, seja denominado: Modelo do saprolito posterior.

Quando estabelecido, o modelo do saprolito posterior demonstrará que a existência de saprolitos com espessuras superiores a poucos milímetros logo abaixo de solos pouco

espessos só pode ocorrer em exceções à regra teórica. No entanto, é importante aqui ressaltar que os regolitos são formados sob condições não padronizadas dos processos e fatores gênicos. Consequentemente, os casos excepcionais ao modelo do saprolito posterior devem ocorrer na natureza (MINARD, 1959; SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; BÉTARD, 2012).

Pode-se hipotetizar casos excepcionais ao modelo do saprolito posterior. Por exemplo, saprolitos com espessuras superiores a poucos milímetros podem ocorrer abaixo de solos pouco espessos sob algumas condições gênicas específicas: (1) quando o solo sobrejacente, anteriormente espesso, sofre erosão superficial tornando-se pouco espesso; (2) quando o solo sobrejacente possui horizontes com estruturas que implicam no decréscimo abrupto da taxa de intemperização nas regiões subjacentes e/ou (3) quando a secção superior do saprolito apresenta uma estruturação que implica no decréscimo brusco da taxa de intemperização que chega às regiões subjacentes.

Em adição, saprolitos espessos abaixo de solos pouco espessos também podem ocorrer: (4) quando uma rocha extremamente resistente ao intemperismo é submetida a um ambiente de intensa ação intempérica, (5) quando uma rocha extremamente susceptível ao intemperismo é submetida a um ambiente de baixa ação intempérica e (6) quando o intemperismo ocorre na ausência de atividade biológica, como em regolitos extraterrestres.

Solos muito espessos podem não ser sucedidos de saprolitos com espessuras superiores a poucos milímetros em condições igualmente específicas, por exemplo: (1) quando o solo, anteriormente pouco espesso, apresenta incremento da espessura diante de deposições coluviais ou aluviais na superfície; (2) quando a estrutura do solo favorece excessivamente a percolação da água para as regiões mais profundas, impedindo a redução da taxa de intemperização com o aumento da profundidade; (3) quando o clima ou o relevo regional promove elevado fluxo de água subsuperficial na interface entre o regolito e a rocha; (4) quando uma rocha extremamente susceptível à ação intempérica é submetida a um ambiente de elevada ação intempérica e (5) quando o solo é alóctone.

O estabelecimento do modelo do saprolito posterior poderá demonstrar que nem todo solo autóctone é totalmente derivado do saprolito subjacente, se este saprolito apresentar espessuras superiores a poucos milímetros. O saprolito que originou o solo não necessariamente é o mesmo saprolito que pode ser observado abaixo dele. Segundo o modelo, o saprolito que originou o solo foi formado em um período anterior à formação do saprolito espesso que agora pode ser observado abaixo dele.

Solos autóctones, quando pouco espessos, tendem a ser formados diante da intemperização de saprolitos milimétricos anteriormente presentes na interface solo-rocha. Os solos pouco espessos evoluem e tornam-se cada vez mais profundos, quando os solos atingem uma espessura específica, a taxa do intemperismo diminui o suficiente para garantir a preservação do volume da rocha em intemperização. Este fenômeno proporciona o aumento da espessura do saprolito subjacente ao solo. Desta forma, pode-se afirmar que teoricamente saprolitos espessos só podem ser formados posteriormente a formação do solo subjacente.

A existência de horizontes isovolumétricos diretamente abaixo de horizontes B pedogeneticamente evoluídos, como observado em P2, P3, P4 e P9, pode evidenciar o modelo do saprolito posterior. A existência de saprolito pouco intemperizado imediatamente abaixo de um horizonte (B) pedogeneticamente evoluído foi apontada por Stolt, Baker e Simpson (1991, 1992, 1993b) como possíveis evidências de que o saprolito pode ter sido formado posteriormente ao solo subjacente.

Os perfis estudados no Estado de Pernambuco apresentaram dois tipos básicos de transições existentes entre os solos e os saprolitos: (1) Transição gradual – a transição ocorre através da existência de um ou mais horizonte transicional, como também relatado por Cady (1951), Calvert, Buol e Weed (1980a) e Bétard (2012) e (2) Transição abrupta - a transição ocorre através da sobreposição de um horizonte pedogenicamente evoluído diretamente acima do saprolito, como também descrito por Le Pera, Critelli e Sorriso-Valvo (2001), Sequeira Braga, Paquet e Begonha (2002) e Wongfun et al. (2013).

A transição gradual sugere o avanço da pedogênese sobre os domínios da saprolitogênese, indicando que a parte inferior do solo está sendo formada pelo saprolito subjacente (CALVERT; BUOL; WEED, 1980a, 1980b; O'BRIEN; BUOL, 1984; RICE; BUOL; WEED, 1985). A existência desta transição não contradiz o modelo do saprolito posterior, apenas demonstra que a taxa de intemperização existente na transição solo-saprolito, por algum motivo excepcional, voltou a ser elevada o suficiente para quebrar a isovolumetricidade do saprolito subjacente.

A transição abrupta sugere que o solo não está avançando sobre o saprolito. Neste caso, a taxa de intemperização existente na transição solo-saprolito pode ser considerada insuficiente para garantir a quebra da isovolumetricidade do saprolito (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005). A evolução intempérica de sistemas solo-saprolitos, segundo o modelo do saprolito posterior, pode ser resumida em uma sequência didática:

1. Altas taxas de intemperização implicam no colapso do volume original da rocha, o que favorece a formação de entidades não isovolumétricas denominadas solos;
2. Baixas taxas de intemperização favorecem a preservação do volume da rocha, implicando na formação de entidades isovolumétricas denominadas saprolitos;
3. Quanto mais próximo um ponto (P) estiver da superfície do regolito, maior será a taxa de intemperização a qual ele será submetido;
4. Quando uma rocha é exposta na superfície do planeta, a taxa de intemperização nas suas faces expostas ao intemperismo tende a ser tão alta que a sua superfície em intemperização não consegue ultrapassar poucos milímetros de espessura sem ser fragmentada, perdendo a isovolumetricidade. A fragmentação deste saprolito milimétrico forma então uma camada de poucos milímetros constituída de um material não isovolumétrico denominado solo ou sedimento;
5. O processo descrito no item 4 repete-se várias vezes e cada vez que acontece, deixa uma camada milimétrica de solo ou sedimento abaixo da camada anterior. Isto torna o solo ou o sedimento cada vez mais espesso. Neste período, o regolito é formado macromorfologicamente apenas pelo solo ou sedimento;
6. O processo de quebra da isovolumetricidade do saprolito milimétrico se repete até que o regolito alcance uma espessura (E) suficiente para que a taxa de intemperização que chega na interface regolito/rocha seja baixa o suficiente para permitir que o saprolito milimétrico possa conservar a isovolumetricidade mesmo após se espessar centímetros, metros ou dezenas de metros penetrando na estrutura da rocha;
7. Note que o saprolito teoricamente só pode se espessar após o espessamento prévio do solo subjacente. Logo, pode-se afirmar que o solo subjacente é formado em um período gênico anterior ao saprolito espesso abaixo;

8. Quando o regolito atinge a espessura (E), o saprolito se espessa, penetrando na estrutura da rocha. Após o espessamento do saprolito, onde antes era a interface macromorfológica regolito/rocha, agora passa a ser a interface macromorfológica solo/saprolito;
9. O saprolito continua a se espessar, penetrando na rocha. Porém, o solo não consegue se espessar, penetrando na estrutura isovolumétrica do saprolito porque a taxa de intemperização em E , onde está a interface solo/saprolito, ainda é insuficiente para quebrar a isovolumetricidade do saprolito. Os perfis contemplados neste estudo com transições solo-saprolito consideradas abruptas provavelmente estão nesta fase de evolução;
10. Posteriormente, com a evolução do regolito, podem ocorrer, e geralmente ocorrem, eventos que implicam na reelevação da taxa do intemperismo na interface solo/saprolito que está em E . Quando isto ocorre, o solo passa a aprofundar-se sobre a estrutura do saprolito até espessuras onde a taxa de intemperização ainda for suficientemente elevada para garantir quebrar da isovolumetricidade do saprolito. Os perfis contemplados neste estudo com transições solo-saprolito consideradas graduais provavelmente estão nesta fase de evolução;
11. A interface solo-saprolito deixará a espessura E e irá para uma nova espessura ($E2$), onde $E2 > E$, a qual a taxa de intemperização volta a ser baixa o suficiente para impedir a quebra da isovolumetricidade do saprolito;
12. A transição solo/saprolito permanecerá em $E2$ até que a taxa de intemperização em $E2$ passe a ser elevada o suficiente para garantir a quebra da isovolumetricidade do saprolito, resultando outra vez no avanço da pedogênese sobre a estrutura do saprolito;
13. A taxa de intemperização na transição regolito-rocha permanece suficientemente baixa para garantir a preservação da isovolumetricidade. Consequentemente, o saprolito tende a continuar espessando-se, penetrando na estrutura da rocha, durante todos os eventos descritos do item 6 ao 12.

4.3.3 Evolução intempérica dos sistemas solo-saprolitos

O estudo da evolução vertical dos índices de mensuração do grau de intemperização dos horizontes dos treze sistemas solo-saprolitos indica que, mesmos teoricamente submetidos a maiores taxas de intemperização nas proximidades da superfície, alguns sistemas solo-saprolitos pesquisados não apresentam aumento gradual do grau de intemperização ou perda gradual da isovolumetricidade com a diminuição da profundidade do regolito. O incremento no grau de intemperização destes perfis, desde o horizonte mais profundo até o superficial, ocorre de forma não gradual, variando de forma irregular.

Os resultados obtidos neste estudo indicam que o grau de intemperização de alguns horizontes superficiais não refletem as maiores taxas de intemperização nas regiões superiores dos perfis, assim como o grau de intemperização de alguns horizontes saprolíticos não refletem as menores taxas de intemperização nas regiões inferiores dos perfis.

Anomalias na convencional elevação do grau de intemperização com a diminuição da profundidade foram evidenciadas pelos valores do índice de decomposição (X_d) e/ou do índice micropetrográfico (I_p) em P2, P5, P6, P7, P8 e P13. Em adição, irregularidades na perda da isovolumetricidade com a diminuição da profundidade também foram demonstradas através dos valores do índice de deformação (ϵ) em P3, P4, P8 e P10.

A anormalidade nos valores de X_d e I_p pode ser explicada: (1) pela existência de susceptibilidade diferencial ao intemperismo entre horizontes de saprolitos estruturalmente diferentes (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; MURPHY et al., 1998); (2) pelo avanço da pedogênese sobre o saprolito (GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; HEWAWASAM et al., 2013); (3) pela existência do processo de arenização (SEQUEIRA BRAGA et al., 1989, 1990; POWER; SMITH, 1994) e/ou (4) pela presença de horizontes pedogênicos intermediariamente intemperizados (MINARD, 1959; BERNASCONI et al., 2008; BÉTARD, 2012).

4.3.3.1 Índices de decomposição (X_d) e micropetrográfico (I_p)

4.3.3.1.1 Perfis da zona da mata

Os valores dos índices de decomposição (X_d) e micropetrográfico (I_p) estão representados na Tabela 4. O perfil 1 apresenta o índice (X_d) variando entre 0,1 em SR e 69,8 em Ap. Todos os horizontes do solo apresentam valores superiores a 0,5, o que demonstra o domínio de microestruturas do tipo “clay-matrix” (CM) no solo.

Tabela 4 - Evolução dos índices de decomposição (X_d) e micropetrográfico (I_p)

Horizonte	N_q	N_{q0}	Índice (X_d)	Mic. ⁽¹⁾	M.I. ⁽²⁾ (%)	M.A. ⁽³⁾ (%)	Porosidade (%)	Índice (I_p)
Perfil 1 – Zona da mata								
Ap	23,7	0,67	69,8	C.M.*	40	40	20	0,67
A2	-	-	-	-	-	-	-	-
Bt	15,3	0,67	44,3	C.M.*	45	35	20	0,82
C	4,4	0,67	11,3	C.M.*	50	30	20	1,00
Cr1/SC	0,8	0,67	0,4	G.F.**	60	30	10	1,50
Cr2/SR	0,7	0,67	0,1	G.F.**	60	35	5	1,50
Perfil 2 – Zona da mata								
Ap	25,1	0,7	81,3	C.M.*	40	30	30	0,67
Bt	23,2	0,7	75,0	C.M.*	45	35	20	0,82
Cr1/S	7,4	0,7	22,3	C.M.*	75	10	15	3,00
Cr2/SR1	0,8	0,7	0,3	G.F.**	80	10	10	4,00
Cr3/SR2	0,8	0,7	0,3	G.F.**	80	10	10	4,00
Perfil 3 – Zona da mata								
A	24,6	0,67	72,5	C.M.*	30	40	30	0,43
Bi	17,8	0,67	51,9	C.M.*	40	40	20	0,67
Cr1/SC	0,8	0,67	0,4	G.F.**	60	20	20	1,50
Cr2/S	0,8	0,67	0,4	G.F.**	70	10	20	2,33
Cr3/SR	0,7	0,67	0,1	G.F.**	75	10	15	3,00
Perfil 4 – Zona da mata								
Ap	23,8	0,6	58,0	C.M.*	45	35	20	0,82
Bi	21,4	0,6	52,0	C.M.*	50	30	20	1,00
Cr1/SC	0,8	0,6	0,5	G.F.**	60	20	20	1,50
Cr2/S1	0,7	0,6	0,3	G.F.**	75	15	10	3,00
Cr3/S2	0,7	0,6	0,3	G.F.**	85	10	5	5,67
Perfil 5 – Agreste								
A	21,5	0,7	69,3	C.M.*	40	30	30	0,67
AC	-	-	-	-	-	-	-	-
C1	18,1	0,7	58,0	C.M.*	40	30	30	0,67
C2	-	-	-	-	-	-	-	-
C3	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr1/Cr	16,3	0,7	52,0	C.M.*	40	30	30	0,67
Cr2/CS	16,0	0,7	51,0	C.M.*	50	20	30	1,00
Perfil 6 – Agreste								
A	21,5	0,9	206,0	C.M.*	50	30	20	1,00
AC	-	-	-	-	-	-	-	-
C1	19,9	0,9	190,0	C.M.*	50	30	20	1,00
C2	-	-	-	-	-	-	-	-
C3	18,4	0,9	175,0	C.M.*	60	25	15	1,50
Cr/CS	17,2	0,9	163,0	C.M.*	85	5	10	5,67
Perfil 7 – Agreste								
Ap	24,6	0,6	60,0	C.M.*	40	30	30	0,67
2Btn	23,7	0,6	57,8	C.M.*	40	40	20	0,67
2Cn	-	-	-	-	-	-	-	-
2Crn1/Sn1	26,2	0,6	64,0	C.M.*	35	35	30	0,54
2Crn2/Sn2	6,6	0,6	15,0	C.M.*	85	5	10	5,67

(continua)

Tabela 4 - Evolução dos índices de decomposição (X_d) e micropetrográfico (I_p)

Horizonte	N_q	N_{q0}	Índice (X_d)	Mic. ⁽¹⁾	M.I. ⁽²⁾ (%)	M.A. ⁽³⁾ (%)	Porosidade (%)	Índice (I_p)
Perfil 8 – Agreste								
Ap	23,2	0,34	34,6	C.M.*	40	20	40	0,67
AC	-	-	-	-	-	-	-	-
CA	-	-	-	-	-	-	-	-
C1	-	-	-	-	-	-	-	-
C2	21,2	0,34	31,6	C.M.*	40	30	30	0,67
C3	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr1/SC1	0,6	0,34	0,4	G.F.**	45	25	30	0,82
Cr2/SC2	0,6	0,34	0,4	G.F.**	60	30	10	1,50
Cr3/S	0,5	0,34	0,2	G.F.**	80	10	10	4,00
Perfil 9 – Sertão								
Ap	0,8	0,05	0,8	C.M.*	35	40	25	0,54
Bi	0,9	0,05	0,9	C.M.*	40	40	20	0,67
Cr1/SR	0,1	0,05	0,1	G.F.**	80	10	10	4,00
Cr2/RS	0,1	0,05	0,1	G.F.**	90	5	5	9,00
Perfil 10 – Sertão								
Ap	1,2	0,04	1,2	C.M.*	40	30	30	0,67
Cr1/S	0,9	0,04	0,9	C.M.*	60	15	25	1,50
Cr2/SR	0,4	0,04	0,4	G.F.**	80	10	10	4,00
Cr3/RS	0,3	0,04	0,3	G.F.**	90	5	5	9,00
Perfil 11 – Sertão								
A	0,7	0,05	0,7	C.M.*	40	20	40	0,67
Bt1	-	-	-	-	-	-	-	-
Bt2	0,7	0,05	0,7	C.M.*	45	20	35	0,82
BC	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr/CS	0,4	0,05	0,4	G.F.**	65	15	20	1,86
R/RS	0,1	0,05	0,1	G.F.**	85	5	10	5,67
Perfil 12 – Sertão								
A	18,3	0,9	174,0	C.M.*	40	20	40	0,67
2Bt	18,0	0,9	171,0	C.M.*	40	25	35	0,67
2BC	-	-	-	-	-	-	-	-
2Cr1/CS	12,5	0,9	116,0	C.M.*	65	15	20	1,86
2Cr2/SC	11,9	0,9	110,0	C.M.*	65	15	20	1,86
Perfil 13 – Sertão								
A	23,3	0,54	49,5	C.M.*	50	25	25	1,00
AC	-	-	-	-	-	-	-	-
C1	19,1	0,54	40,3	C.M.*	50	20	30	1,00
C2	-	-	-	-	-	-	-	-
Crn1/Crn	18,2	0,54	38,4	C.M.*	75	15	10	3,00
Crn2/CSn	17,7	0,54	37,3	C.M.*	80	10	10	4,00

⁽¹⁾ Microfábrica; ⁽²⁾ Minerais inalterados; ⁽³⁾ Minerais alterados.

* “Clay-matrix”; ** “Granular-framework”.

Os horizontes do saprolito de P1 evidenciam o incipiente estágio de intemperização através de valores inferiores a 0,5, o que demonstra o domínio de microestruturas do tipo “granular-framework” (GF). O índice (I_p) varia entre 0,67 em Ap e 1,50 em SC e SR. Os horizontes Ap e Bt apresentam valores inferiores a 1, demonstrando elevados estágios de intemperização, em C observa-se um estágio intermediário de intemperização e todos os horizontes do saprolito apresentam valores superiores a 1.

O perfil 2 apresenta o índice (X_d) variando de 0,3 em SR1 e SR2 até 81,3 em Ap. Os horizontes Ap, Bt e S apresentam valores superiores a 0,5, evidenciando a prevalência de microestruturas do tipo CM. Os horizontes SR1 e SR2 apresentam valores inferiores a 0,5, incipientes estágios de intemperização e microestruturas do tipo GF. O índice (I_p) varia entre 0,67 em Ap e 4,00 em SR1 e SR2. Os horizontes do solo apresentam valores inferiores a 1, demonstrando elevados estágios de intemperização, os horizontes do saprolito apresentam valores superiores a 1 e incipientes estágios de intemperização.

O perfil 3 apresenta o índice (X_d) variando entre 0,1 em SR e 72,5 em A. Todos os horizontes do solo apresentam valores superiores a 0,5 e microestruturas do tipo CM. Os horizontes do saprolito apresentam microestruturas do tipo GF com valores inferiores a 0,5. O índice (I_p) varia entre 0,43 em A e 3,00 em SR. Os horizontes do solo apresentam valores inferiores a 1, demonstrando elevados estágios de intemperização e todos os horizontes do saprolito apresentam valores superiores a 1.

O perfil 4 apresenta o índice (X_d) variando de 0,3 em S1 e S2 até 58,0 em Ap. Todos os horizontes do solo apresentam valores superiores a 0,5 e microestruturas do tipo CM. Os horizontes do saprolito apresentam valores inferiores a 0,5, o que demonstra o domínio de microestruturas do tipo GF. O índice (I_p) varia entre 0,82 em Ap e 5,67 em S2. O horizonte A é o único a apresentar valor inferior a 1, O horizonte Bi possui estágio intermediário de intemperização e os horizontes do saprolito apresentam valores superiores a 1, evidenciando o baixo grau de intemperização.

Os perfis localizados na zona da mata apresentaram, de forma geral, valores dos índices (X_d) e (I_p) compatíveis com os valores relatados na literatura para solo e saprolitos (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BORRELLI et al., 2014; PERRI et al., 2014). Entretanto, a pedogênese pode avançar sobre o saprolito diante da quebra das delicadas condições que garante a isovolumetricidade dos horizontes do saprolito localizados na transição com o solo (GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; HEWAWASAM et al., 2013). Este fenômeno pode

resultar na formação de horizontes transicionais que podem apresentar valores dos índices (X_d) ou (I_p) encontrados em solos. Este fato pode ser observado no horizonte S de P2.

Os horizontes do solo dos quatro perfis da zona da mata apresentaram valores para o índice (X_d) muito superiores a 0,5, o que demonstra elevado incremento do quartzo em relação ao feldspato. Esta magnitude da relação entre quartzo e feldspatos não foi observada em nenhum horizonte saprolítico da região.

A elevação da relação entre quartzo e feldspato deve-se principalmente a maior susceptibilidade do feldspato ao intemperismo, o que implica na maior dissolução deste mineral nas porções mais superficiais do regolito. Os horizontes mais superficiais do regolito são submetidos a maiores taxas de intemperização e maior período de atuação do intemperismo, conseqüentemente é natural a existência de maior dissolução de minerais mais facilmente intemperizáveis nestes horizontes (ANAND et al., 1985; JOLICOEUR; ILDEFONSE; BOUCHARD, 2000; CLEMENTE; AZEVEDO, 2007).

Os valores para o índice (I_p) aumentaram com a profundidade, evidenciando os maiores teores de minerais secundários e/ou da porosidade total nas porções mais superficiais do regolito (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; HEWAWASAM et al., 2013). Devido ao menor tempo de exposição e à menor taxa de atuação do intemperismo, os horizontes do saprolito apresentaram menores níveis de dissolução dos minerais primários (KRETZSCHMAR et al., 1997; MCVAY et al., 2004; BUSS et al., 2010).

4.3.3.1.2 Perfis do agreste

O perfil 5 apresenta o índice (X_d) variando entre 51,0 em CS e 69,3 em A. Todos os horizontes apresentam valores superiores a 0,5, evidenciando a existência de microestruturas do tipo CM em todo perfil. O índice (I_p) variou de 0,67 em A, C1 e Cr até 1,00 em CS. Nenhum horizonte apresenta valor superior a 1, demonstrando intermediários ou elevados estágios de intemperização em todo perfil.

O perfil 6 exibe os mais elevados valores do índice (X_d). O índice varia entre 163,0 em CS e 206,0 em A. Todos os horizontes apresentam valores superiores a 0,5 e microestruturas do tipo CM. O índice (I_p) varia entre 1,00 em A e 5,67 em CS. Nenhum horizonte apresenta valor inferior a 1, demonstrando intemperização intermediárias e incipientes em todo perfil.

O perfil 7 apresenta o índice (X_d) variando entre 15,0 em S2 e 64,0 em Sn1. Todos os horizontes apresentam valores muito superiores a 0,5 e microestruturas do tipo CM. O índice (I_p) varia entre 0,67 em Ap e 5,67 em Sn2. O horizonte Sn2 é o único a apresentar valor

superior a 1, todos os demais horizontes, incluindo o Sn1, apresentam valores inferiores a 1, confirmando elevados estágios de intemperização.

O perfil 8 apresenta o índice (X_d) variando entre 0,2 em S e 34,6 em Ap. Os horizontes do solo apresentam valores superiores a 0,5, comprovando a prevalência de microestruturas do tipo CM no solo. Os horizontes saprolito SC1, SC2 e S apresentam valores inferiores a 0,5, incipientes estágios de intemperização e microestruturas do tipo GF. O índice (I_p) varia de 0,67 em Ap e C2 até 4,00 em S. Os horizontes Ap, C2 e SC1 apresentam valores inferiores a 1, com elevado estágios de intemperização. Os horizontes mais profundos SC2 e S exibem valores superiores a 1, indicando incipientes estágios de intemperização.

A existência do processo de arenização pode explicar os elevados valores do índice (X_d) em todos os horizontes de P5 e P6 (Figura 13). Os horizontes constituintes dos saprolitos destes perfis apresentaram valores de X_d geralmente encontrados em horizontes pedogênicos (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BORRELLI et al., 2014; PERRI et al., 2014).

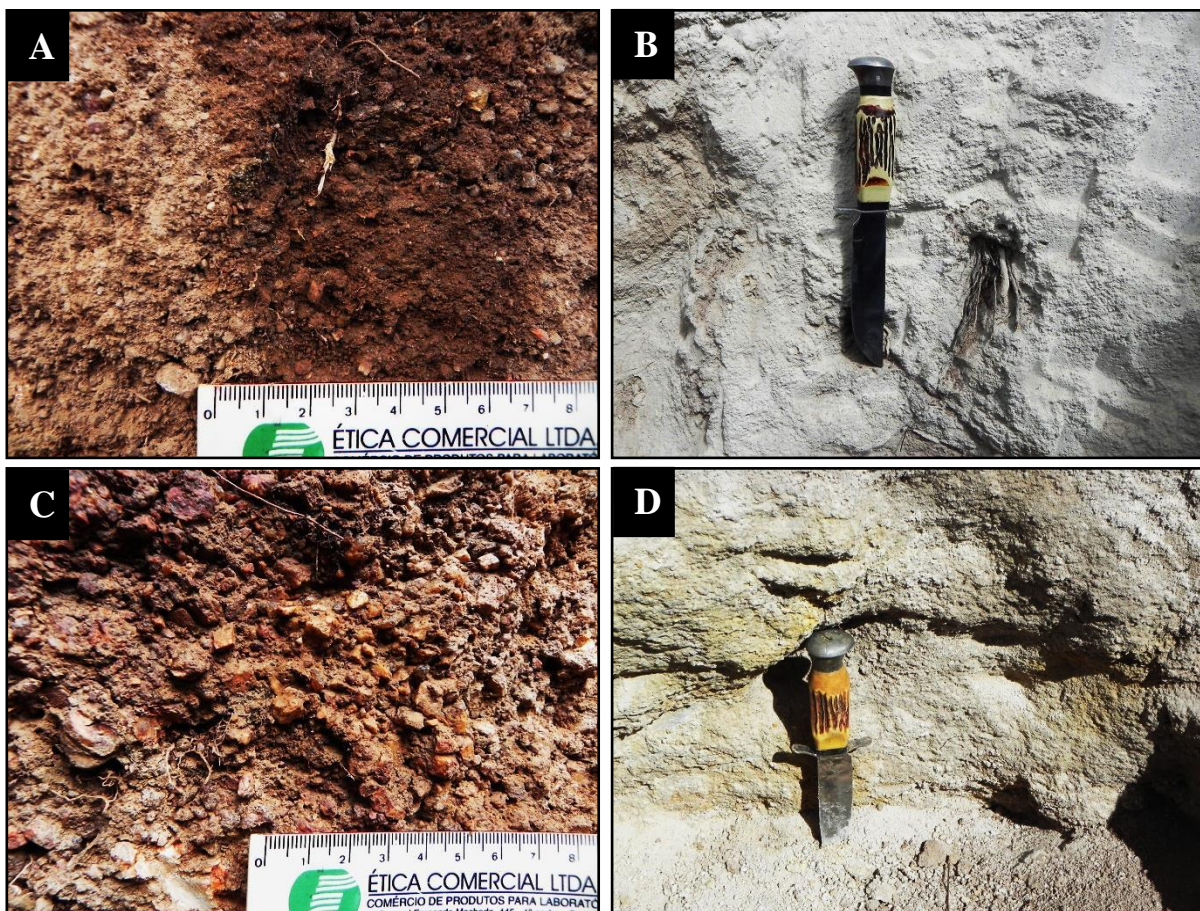


Figura 13 - Foto demonstrando o processo de arenização em perfis estudados. Evidencia-se as semelhanças estruturais entre (A) o horizonte mais superficial – A e (C) o horizonte mais profundo – S em P5 e (B) o horizonte mais superficial – A e (D) o horizonte mais profundo – CS em P6

Os horizontes mais superficiais apresentam incremento de quartzo em relação ao feldspato, porém, a textura franco-arenosa destes perfis (Tabela 3), implica em boa drenagem em subsuperfície. A boa drenagem subsuperficial promoveu à dissolução do feldspato nos horizontes saprolíticos em níveis comparáveis aos observados em solos (CALVERT; BUOL; WEED, 1980a; BUOL; WEED, 1991; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002).

O processo de arenização parece uniformizar verticalmente alguns atributos dos sistemas solo-saprolitos derivados de granitos e ortognaisses. Devido à similaridade entre as estruturas (Figura 13), os horizontes constituintes do saprolito assemelham-se fisicamente e mineralogicamente aos horizontes do solo. Nestes perfis, principalmente devido à boa drenagem e a menor profundidade, o grau de intemperização parece também ser verticalmente mais uniforme (BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BORRELLI et al., 2014).

O saprolito de P7 localiza-se abaixo de um horizonte – Btn plânico. A estrutura deste horizonte parece está criando um obstáculo à plena percolação da água, o que promove a redução da taxa de intemperização na porção subjacente (VEPRASKAS et al., 1991; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995; VEPRASKAS et al., 1996). Este fato limita a pedogênese em subsuperfície e parece estar promovendo o avanço da saprolitogênese sobre a rocha abaixo.

O saprolito observado em P7 deve ser relativamente recente. O seu desenvolvimento, abaixo de um solo pouco profundo, só poderia ser possível após a consolidação da estrutura do horizonte Btn sobrejacente, que passou a agir como um obstáculo para o avanço da pedogênese na interface regolito-rocha (BUOL, 1986; BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

A taxa de intemperização que passa pela barreira formada pelo horizonte Btn de P7 e chega ao saprolito parece ser alta o suficiente para promover uma elevada dissolução dos minerais mais facilmente intemperizáveis e considerável formação de precipitado secundário (KRETZSCHMAR et al., 1997; MCVAY et al., 2004; BUSS et al., 2010)., porém, baixa o suficiente para impedir a agregação da estrutura (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; HEWAWASAM et al., 2013).

O Grau de intemperização do saprolito de P7 pode estar preservando a isovolumetricidade dos horizontes constituintes mesmo diante da elevada formação de secundários (Figura 14). Este fato parece contribuir para que a porção superior do saprolito de P7 apresente valores dos índices X_d e I_p convencionalmente descritos em solos (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BORRELLI et al., 2014; PERRI et al., 2014).



Figura 14 - Foto demonstrando a dissolução generalizada dos minerais mais facilmente intemperizáveis e formação de precipitado secundário, sem o desenvolvimento de agregação e sem quebra da isovolumetricidade do horizonte S1 em P7

4.3.3.1.3 Perfis do sertão

O perfil 9 apresenta o índice (X_d) variando de 0,1 em SR e RS até 0,9 em Bi. Os horizontes do solo apresentam valores superiores a 0,5, demonstrando a prevalência de microestruturas do tipo CM no solo. Os horizontes do saprolito apresentam valores inferiores a 0,5, incipientes estágios de intemperização e microestruturas do tipo GF. O índice (I_p) varia entre 0,54 em Ap e 9,00 em RS. Os horizontes do solo apresentam valores inferiores a 1 e elevados estágios de intemperização. Os horizontes do saprolito apresentam valores superiores a 1 e incipientes estágios de intemperização.

O perfil 10 apresenta o índice (X_d) variando entre 0,3 em RS e 1,2 em Ap. Os horizontes do solo apresentam valores superiores a 0,5 e microestruturas do tipo CM. Os horizontes do saprolito apresentam microestruturas do tipo GF com valores inferiores a 0,5. O índice (I_p) varia entre 0,67 em Ap e 9,00 em RS. O horizonte A é o único a apresentar valores inferiores a 1, demonstrando elevados estágios de intemperização, todos os demais apresentam valores superiores a 1 e incipientes estágios de intemperização.

O perfil 11 apresenta o índice (X_d) variando de 0,1 em RS até 0,7 em A e Bt2. Todos os horizontes do solo apresentam valores superiores a 0,5 com microestruturas do tipo CM. Os horizontes do saprolito apresentam valores inferiores a 0,5, o que demonstra o domínio de microestruturas do tipo GF no saprolito. O índice (I_p) varia entre 0,67 em A e 5,67 em RS. Os

horizontes do solo apresentam valores inferiores a 1 e todos os horizontes do saprolito apresentam valores superiores a 1, evidenciando respectivamente elevados e incipientes estágios de intemperização.

O perfil 12 apresenta elevados valores para o índice (X_d). O índice varia entre 110,0 em SC e 174,0 em A. Todos os horizontes apresentam valores muito superiores a 0,5 e microestruturas do tipo CM. O índice (I_p) varia de 0,67 em Ap e 2Bt até 1,86 em CS e SC. Os horizontes do solo apresentam valores inferiores a 1 e elevados estágios de intemperização. Os horizontes saprolito apresentam valores superiores a 1 e incipientes estágios de intemperização.

O perfil 13 apresenta o índice (X_d) variando entre 37,3 em CSrn e 49,5 em A. Todos os horizontes apresentam valores superiores a 0,5 e microestruturas do tipo CM. O índice (I_p) varia de 1,00 em A e C1 até 4,00 em CSrn. Nenhum horizonte apresenta valor inferior a 1, demonstrando estágios de intemperização incipientes e intermediários em todo perfil.

Os valores para o índice (X_d) dos perfis 12 e 13 foram muito maiores que 0,5 e evidenciaram microestruturas do tipo “Granular-framework” em todos os horizontes. Analogamente aos perfis 5 e 6 do agreste, o perfil 13 apresentou arenização de sua estrutura e uniformidade vertical de atributos físicos e mineralógicos, resultando em elevadas relações quartzo-feldspato em todos os horizontes estudados.

A forte xistosidade do saprolito de P12 parece ter contribuído para a uma boa drenagem em subsuperfície e para um elevado grau de dissolução do feldspato presente nos dois horizontes saprolíticos (CALVERT; BUOL; WEED, 1980b; RICE; BUOL; WEED, 1985; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000).

4.3.3.1.4 Índice de deformação (ϵ)

A evolução intempérica vertical dos perfis, de forma geral, implicou no aumento do volume dos horizontes com a diminuição da profundidade. Este fato pode ser mensurado em todos os horizontes diante do cálculo do índice de deformação (ϵ). Trata-se de uma relação entre as densidades dos horizontes e seus respectivos teores de titânio, utilizado como um elemento referência de baixa mobilidade (Figura 15). Entretanto, o incremento do volume dos horizontes não ocorre gradualmente em todos os perfis. Observa-se irregularidades na perda da isovolumetricidade com a diminuição da profundidade em alguns perfis.

Tomando como referência o volume do horizonte mais profundo, três situações foram observadas durante a evolução volumétrica dos perfis com a diminuição da profundidade: (1)

aumento gradual do volume dos horizontes sobrejacentes em relação aos horizontes abaixo, como observado em P12; (2) aumento não gradual do volume dos horizontes sobrejacentes em relação ao horizonte mais profundo, como observado em P1, P2, P3, P5, P6, P7, P11 e P13 ou (3) diminuição não gradual do volume de alguns horizontes sobrejacentes em relação ao horizonte mais profundo, como observado em P4, P8 e P10.

O aumento gradual do volume dos horizontes sobrejacentes em relação aos horizontes inferiores seria teoricamente a regra durante a evolução intempérica vertical de sistemas solo-saprolitos, visto que a taxa de intemperização é maior nas porções mais superficiais do regolito (O'BRIEN; BUOL, 1984; RICE; BUOL; WEED, 1985; HEWAWASAM et al., 2013). Entretanto, os valores do índice de deformação (ϵ) encontrados nos perfis estudados demonstram irregularidades no incremento do volume de horizontes superiores em relação ao horizonte mais profundo.

Em casos mais extremos, o índice (ϵ) demonstra o que seria a diminuição relativa de volume de alguns horizontes em comparação ao horizonte mais profundo. Os resultados obtidos ratificam as conclusões obtidas em estudos semelhantes (GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995; VEPRASKAS et al., 1996; ZIEGLER et al., 2005) e levam a inferir que o aumento gradual do volume dos horizontes mais superficiais em relação aos horizontes inferiores pode ser considerado uma exceção, e não uma regra, durante a intemperização vertical de sistemas solo-saprolitos.

O aumento irregular do volume com a diminuição da profundidade ocorreu em oito perfis estudados. A presença de horizontes superficiais possivelmente alóctones, o conteúdo de matéria orgânica em horizontes superficiais e a presença de resquícos somáticos nos horizontes saprolíticos contribuíram para a irregularidade do incremento do volume.

Na literatura científica relacionada, os processos pedogênicos são frequentemente associados a variações do índice (ϵ) entre os horizontes do solo (SCHOLTEN, 1997; WEN; DUZGOREN-AYDIN; AYDIN, 2004; JIMENEZ-ESPINOSA; VAZQUEZ; JIMENEZ-MILLAN, 2007). Em adição, a homogeneidade estrutural de perfis arenizados pode ter contribuído para as sutis variações de volume observadas em P5, P6 e P13.

A variação observada nos saprolitos em P2, P3, P4 e P8 pode ser atribuída a desuniformidade estrutural resultante dos resquícos dos bandeamentos do gnaiss. A alternância de leucossomas e melanossomas parece influenciar a relação entre a densidade e o teor de titânio nos horizontes saprolíticos resultando em grande variação do índice. Alguns horizontes saprolíticos e transicionais apresentaram valores negativos para o índice.

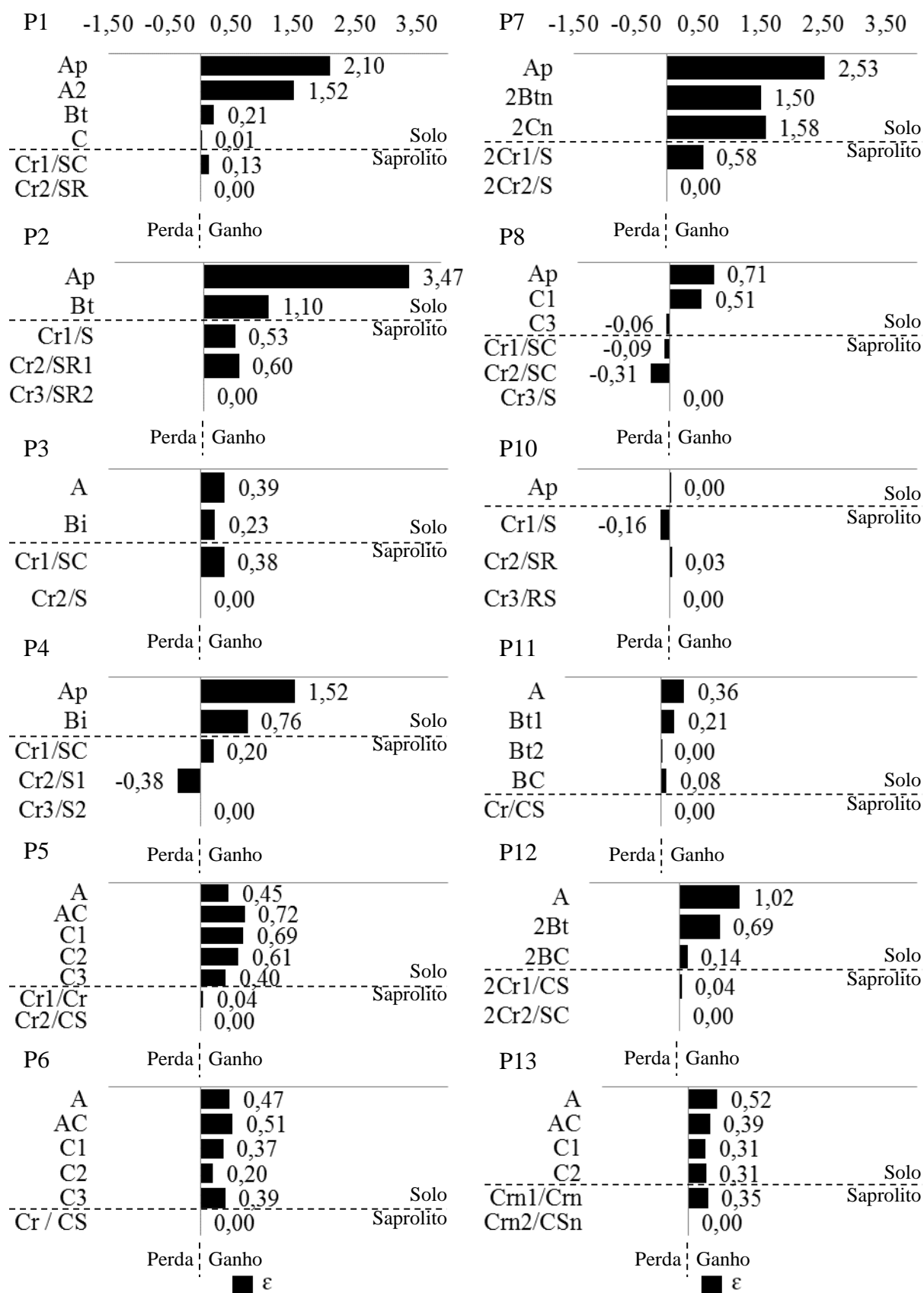


Figura 15 - Variação dos volumes dos horizontes de solo e saprolitos em relação ao horizonte mais profundo de 12 perfis estudados segundo o cálculo do índice de deformação (ϵ), proposto por Brimhall e Dietrich (1987)

Valores negativos para o índice de deformação teoricamente indicaria perda de volume em relação ao horizonte mais profundo. No entanto, horizontes derivados de bandeamentos estruturalmente distintos podem implicar em anormalidades na mensuração do índice (ϵ). Resquílios de melanossomas são constituídos por minerais máficos que apresentam elevadas densidades (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997).

Os resquílios de leucossomas são formados por minerais félsicos que apresentam menores densidades em comparação com os minerais máficos (CALVERT; BUOL; WEED, 1980b; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BORRELLI et al., 2014). Consequentemente os horizontes do saprolito formados majoritariamente por resquílios de melanossomas tendem a apresentar maiores densidades que os horizontes formados majoritariamente por resquílios de leucossomas.

O horizonte mais profundo (H_0), que apresenta a densidade e o conteúdo de titânio de referência, pode ser constituído majoritariamente por um bandejamento que possui uma baixa relação densidade-titânio, Ex. resquílios de leucossoma (KRETZSCHMAR et al., 1997; MCVAY et al., 2004; BUSS et al., 2010).

A existência de horizontes saprolíticos sobrejacente (H), formados majoritariamente por um bandejamento com alta relação densidade-titânio, Ex. resquílios de melanossomas, pode implicar em uma percepção equivocada de perda de volume a partir dos resultados obtidos para o índice (ϵ). Este fato pode explicar valores negativos do índice em alguns horizontes saprolíticos de P4 e P8.

O horizonte saprolítico derivado de sienito, localizado na interface solo-saprolito de P10, também apresentou decremento de volume em relação ao horizonte mais profundo. Quando o índice (ϵ) demonstra decremento do volume de H em relação à H_0 , cinco situações podem estar ocorrendo: (1) H_0 pode estar mais intemperizado que H; (2) H_0 pode ser derivado de uma secção da rocha estruturalmente diferente da parte formadora de H; (3) H pode ter sido compactada; (4) o material amostrado de H_0 ou de H não representa adequadamente a estrutura dos respectivos horizontes e/ou (5) H é alóctone

Os horizontes saprolíticos de P10 apresentam esfoliação estrutural em graus variados. Porções do saprolito posicionados nas proximidades de fraturas podem apresentar graus de intemperização superiores às regiões mais internas (WELBY, 1981; SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990; VEPRASKAS et al., 1996). A heterogeneidade estrutural dos horizontes constituintes do saprolito de P10 pode ter implicado em amostragem não representativa das estruturas de H_0 ou H.

4.3.4 Evolução geoquímica dos sistemas solo-saprolitos

4.3.4.1 Perdas e ganhos elementares

Os teores percentuais de Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , MnO , P_2O_5 , K_2O , SiO_2 , Na_2O , e TiO_2 foram utilizados para mensurar o total de ganhos ou perdas de elementos desde o horizonte mais profundo até o horizonte superficial dos perfis (Tabela 5). Os elementos foram considerados na forma de óxidos e os ganhos e as perdas foram expressos com base no volume de cada horizonte em relação ao volume do horizonte mais profundo de cada perfil.

O estudo realizado por Stolt, Baker e Simpson (1992) demonstrou que diante da diferença de densidade observada entre o solo e o saprolito, a expressão do conteúdo elementar com base no volume é mais adequada para estudos relacionados a ganhos e perdas verticais. A comparação geoquímica entre solo e saprolitos com base nas respectivas massas implica em superestimação dos teores dos elementos nos horizontes do solo.

A perda de elementos não foi gradativa. Os horizontes pedogênicos mais superficiais, especialmente o horizonte A, geralmente apresentam maiores perdas elementares em relação ao horizonte mais profundo. Este fato pode ser explicado pelo maior tempo de exposição e pela maior taxa de intemperização nas porções mais superficiais do regolito (CADY, 1951; BRONGER, 2007; JIMENEZ-ESPINOSA, VAZQUEZ; JIMENEZ-MILLAN, 2007).

Analogamente ao comportamento observado para alguns índices de intemperização, as variações na perda de elementos em saprolitos derivados de gnaisses como observado em P2 e P4, podem ser atribuídas a variações estruturais provenientes da existência de resquícios de bandeamentos quartzosos e micáceos nos horizontes saprolíticos (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BORRELLI et al., 2014). Resquícios de bandeamentos melanossomáticos apresentam boa drenagem devido à existência de xistosidade, além de concentrar os minerais mais susceptíveis a dissolução.

A influência do processo de arenização sobre perfis de Neossolos resultou em uniformidade vertical na perda de elementos. Este fato pode ser observado em todos os horizontes de P6 e P13, assim como nos horizontes pedogênicos de P8. A maior uniformidade estrutural destes horizontes somada às texturas propícias a boa drenagem (Tabela 3) parece ter contribuído para similaridade da perda de matéria entre horizontes.

Os resultados geoquímicos indicam que em P1, P2, P4, P5, P6, P9, P10, P11 e P13, os respectivos sistemas solo-saprolitos apresentam horizontes transicionais com magnitudes de perdas elementares intermediária entre os valores observados no solo e no saprolito. Evidenciando possível avanço da pedogênese sobre os respectivos saprolitos.

Tabela 5 - Perdas e ganhos elementares ocorrentes nos perfis estudados

Horizon te	Ganho ou perda de elemento (g dm ⁻³)									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Perfil 8 – Agreste										
Ap	-143,5	-0,8	-87,6	-17,8	-0,1	-0,5	-0,7	-0,7	-2,1	-0,5
AC	-145,4	-0,6	-89,6	-16,3	-0,1	-0,5	-0,5	-0,7	-2,3	-0,2
CA	-145,2	-0,3	-88,9	-16,6	0,0	-0,4	-0,2	-0,4	-2,9	0,0
C1	-144,3	-0,6	-87,8	-16,3	-0,1	-0,8	-0,3	-0,2	-3,3	-0,1
C2	-123,7	-0,4	-75,3	-15,1	-0,1	-0,8	-0,3	-0,2	-2,7	-0,5
C3	-84,3	-0,8	-55,0	-10,5	-0,1	-0,7	-0,3	-0,2	-2,6	-0,3
SC1	-47,0	-0,4	-31,1	-4,4	0,0	-0,4	-0,4	-0,2	-1,6	-0,5
SC2	-25,9	-1,5	-21,3	-4,3	0,0	-0,4	-0,2	-0,3	-2,2	-0,4
S	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Perfil 9 – Sertão										
Ap	-2,3	0,0	-2,6	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,4	-0,1
Bi	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
SR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
RS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Perfil 10 – Sertão										
Ap	-24,2	-0,8	-1,1	-12,6	-0,5	0,0	-0,6	-0,3	-6,3	-0,5
S	-44,1	-1,8	-9,7	-20,2	-0,1	-0,2	-0,1	-1,3	-0,5	-1,0
SR	-35,0	0,0	-21,9	-9,2	0,0	-0,2	0,0	-0,7	-0,5	-0,1
RS	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Perfil 11 – Sertão										
A	-88,4	-0,8	-34,7	-34,9	-0,2	-0,9	0,0	-0,3	-8,1	-0,5
Bt1	-38,9	-0,7	-12,4	-17,4	-0,3	-0,3	-0,1	-4,8	-1,1	-0,2
Bt2	-33,3	-0,3	-4,7	-25,0	-0,3	-0,6	-0,5	-0,4	-2,2	-0,1
BC	-29,0	-0,2	-4,3	-22,1	-0,3	-0,6	-0,5	-0,2	-5,2	-0,2
CS	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
RS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Perfil 12 – Sertão										
A	-163,0	-6,5	-28,0	-54,7	-0,9	-15,7	-19,3	-17,6	-21,9	-0,8
2Bt	-20,7	-4,7	-16,5	-10,9	-0,9	-11,9	-18,0	-17,2	-11,1	-0,8
2BC	-7,8	-2,6	-22,7	-1,5	-0,2	-8,1	-12,5	-9,2	-5,7	-0,9
2CS	-3,1	-0,3	-13,8	-2,9	-0,1	-0,2	-0,2	-1,2	-1,6	0,0
2SC	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Perfil 13 – Sertão										
A	-2,1	-0,4	-1,7	-0,7	-0,2	-0,3	-0,9	-0,1	-3,7	-0,2
AC	-22,3	-0,5	-11,0	-1,5	0,0	-0,1	-0,1	-0,6	-2,5	-0,1
C1	-4,1	-0,4	-0,1	-1,2	0,0	-0,3	-0,1	-0,4	-2,4	-0,1
C2	-22,6	-0,5	-8,7	-2,0	0,0	-0,2	-0,2	-0,9	-2,6	-0,1
Cr	-16,3	-0,6	-1,7	-2,9	-0,1	-0,3	-0,2	-0,6	-0,6	-0,1
CSn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

(conclusão)

A presença de variações abruptas entre a magnitude das perdas elementares ocorrentes entre o solo e o saprolito de P3, P7, P8 e P12 evidenciam a segregação entre as elevadas taxas de intemperização responsáveis pela formação de solos nas regiões superficiais e as baixas taxas de intemperização responsáveis pela preservação da isovolumetricidade do saprolito nas regiões mais profundas destes perfis.

4.3.4.2 Índices geoquímicos de intemperização – CIA, CIW e PIA

A Variação dos índices CIA, CIW e PIA nos solos e saprolitos de doze dos treze perfis estudados estão representados na Figura 16. O índice CIA apresenta variações entre os horizontes do solo e do saprolito. As variações encontradas para este índice podem ser atribuídas à existência de resquícios de bandeamentos nos horizontes do saprolito, assim como ao teor de argila nos horizontes do solo (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BORRELLI et al., 2014).

Este fato explica a variação irregular do índice nos saprolitos derivados de gnaisses, contrastando com a sua maior regularidade nos saprolitos derivados de granitos e sienitos. Em adição, a argiluviação, dentre outros processos pedogênicos, pode ter implicado no incremento dos valores deste índice dos horizontes superficiais em relação aos horizontes – B de alguns perfis.

Nos horizontes de acúmulo de argila ou em horizontes com maior conteúdo de neoformados, observa-se o incremento de alumínio em relação a elementos mais móveis como sódio e potássio, o que implica em maiores valores do índice CIA. Confirmando esta premissa, observa-se que os perfis arenizados, especialmente os derivados de granito, apresentaram maior homogeneidade nos valores do índice em comparação aos perfis com horizonte – B.

Por ser mais sensível a mobilidade da fração argila ou de elementos entre horizontes do solo, pode-se inferir que o índice CIA é mais eficaz na mensuração do grau de desenvolvimento pedogenético que na determinação do grau de intemperização de horizontes de sistemas solo-saprolitos.

A susceptibilidade do índice CIA a processos pedogenéticos fez com que Harnois (1988) sugerisse o CIW para mensuração da intemperização de secções do regolito. Trata-se de um índice menos influenciável pela existência de bandeamentos micáceos ou pela mobilidade do potássio nos horizontes pedogênicos (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BORRELLI et al., 2014; PERRI et al., 2014).

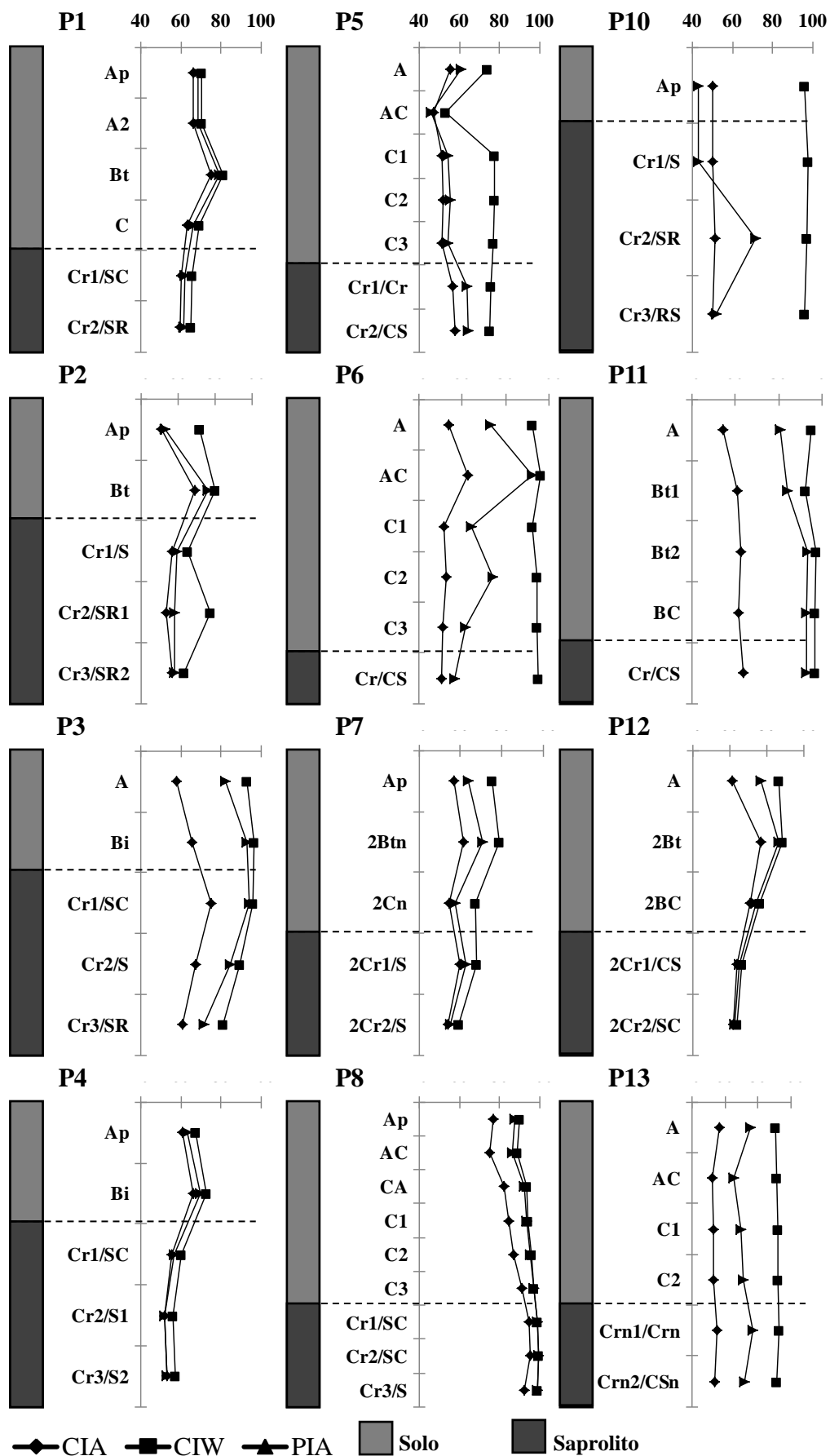


Figura 16 - Índices CIA, CIW e PIA nos solos e saprolitos em 12 dos 13 perfis estudados

Os valores do CIW em P3, P5, P6, P8, P10, P11 e P13 demonstram a menor susceptibilidade deste índice aos horizontes pedogeneticamente mais desenvolvidos, em comparação ao CIA. De forma geral os valores do CIW aumentaram com a diminuição da profundidade dos perfis e melhor evidenciaram as maiores taxas de intemperização características dos horizontes mais superficiais.

Os plagioclásios e os feldspatos potássicos foram os principais minerais em comum entre as constituições mineralógicas dos litotipos estudados. A mensuração do grau de alteração dos plagioclásios através do índice PIA foi sugerida por Fedo et al. (1995) para demonstrar a evolução intempérica vertical de perfis derivados de rochas cristalinas de composições ácidas e intermediárias.

Os valores do PIA demonstram desuniformidade no grau de dissolução do feldspato tanto entre horizontes quanto entre perfis, porém, sugerem incremento no grau de intemperização deste mineral nos horizontes mais superficiais, confirmando o indicado pelo índice CIW. O incremento dos índices CIW e PIA com a diminuição da profundidade dos perfis confirma os resultados obtidos para X_d , I_p ou para as perdas elementares.

Os parâmetros geoquímicos e mineralógicos utilizados neste estudo ajudam a evidenciar a existência de elevadas taxas de intemperização superficial. Estas elevadas taxas devem ter contribuído para a evolução pedogênica nos horizontes superficiais. Em adição, o decréscimo das taxas de intemperização com a profundidade deve estar relacionado à manutenção da isovolumetricidade do saprolito nas regiões mais profundas dos perfis (O'BRIEN; BUOL, 1984; BUOL; WEED, 1991; MURPHY et al., 1998).

Analogamente ao observado na mensuração da perda elementar, o decréscimo do CIW e do PIA entre o solo e o saprolito levam a inferir que, depois de um prolongado período de desenvolvimento pedogenético, estes solos espessaram-se até atingir o estado de equilíbrio estacionário descrito por Stolt, Baker e Simpson (1991, 1992, 1993b). A partir do ponto de equilíbrio estacionário, ocorreu o decréscimo das taxas de intemperização em profundidade e o saprolito então se desenvolveu abaixo do solo.

O estudo realizado por Stolt, Baker e Simpson (1992) ratifica a discussão aqui apresentada e demonstra que a prevalência da saprolitogênese sobre a pedogênese em solos profundos ocorre pela inatividade das maiorias dos processos físicos e biológicos relacionados à quebra da isovolumetricidade em porções profundas do regolito. Com o aumento da profundidade, o desenvolvimento dos perfis estudados passou a ser mínimo, porém, o saprolito provavelmente continua a aprofundar-se em regiões do regolito não atingidas por este estudo.

4.4 Conclusões

1. Os saprolitos derivados de rochas cristalinas podem ser descritos morfológicamente seguindo uma sequência descritiva semelhante a convencionalmente adotada para os solos;
2. A aplicação do SRT para a classificação de saprolito derivados de rochas cristalinas do Estado de Pernambuco demonstrou que este sistema pode ser utilizado complementarmente ao SiBCS para classificação de sistemas solo-saprolitos;
3. A criação das subclasses dos Syenite Granaraps e Syenite Granidaps é necessária para a inclusão dos saprolitos derivados de sienito no quarto nível categórico do SRT.
4. As subclasses dos Granaraps e Granidaps do SRT devem agrupar saprolitos derivados de rochas ígneas levando em consideração os percentuais de minerais de acordo com o diagrama proposto por A. L. Streckeisen para rochas plutônicas e vulcânicas.
5. Anomalias nos valores dos índices de intemperização e de deformação demonstram que o aumento da intemperização e a perda de volume dos horizontes mais superficiais em relação aos horizontes inferiores não necessariamente ocorrem de forma gradual durante a intemperização vertical de sistemas solo-saprolitos.
6. Evidências morfológicas e químicas análogas às observadas na literatura científica relacionada nos levam a propor o estabelecimento de um modelo o qual saprolitos espessos podem ter sido formados em estágios regolitogênicos posteriores aos estágios responsáveis pela formação dos solos sobrejacentes.

Referências

ANAND, R.R. Evolution, classification and use of ferruginous regolith in gold exploration, Yilgarn Craton, Western Australia. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 3, p. 221-236, 2001.

ANAND, R.R.; BUTT, C.R.M. A guide for mineral exploration through the regolith in the Yilgarn Craton, Western Australia. **Australian Journal of Earth Sciences**, Sydney, v. 57, n. 8, p. 1015-1114, 2010.

ANAND, R.R.; PAINE, M. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. **Australian Journal of Earth Sciences**, Sydney, v. 49, n. 1, p. 3-162, Feb. 2002.

ANAND, R.R.; GILKES, R.J.; ARMITAGE, T.M.; HILLYER, J.W. Feldspar weathering in lateritic saprolite. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 33, n. 1, p. 31-43, 1985.

ANAND, R.R.; WILDMAN, J.E.; VARGA, Z.S.; PHANG, C. Regolith evolution and geochemical dispersion in transported and residual regolith - Bronzewing gold deposit. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 3, p. 265-276, 2001.

ARIKAN, F.; ULUSAY, R.; AYDIN, N. Characterization of weathered acidic volcanic rocks and a weathering classification based on a rating system. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 66, n. 4, p. 415-430, Nov. 2007.

BECKER, G.F. **A reconnaissance of the goldfields of the Southern Appalachians**. Lansing: Universidade de Michigan; U.S. Government Printing Office, 1895. 85 p.

BEGONHA, A.; SEQUEIRA BRAGA, M.A. Weathering of the oporto granite: geotechnical and physical properties. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 57-76, 2002.

BERNASCONI, S.M.; CHRISTI, I.; HAJDAS, I.; ZIMMERMANN, S.; HAGEDOM, F. Weathering, soil formation and initial ecosystem evolution on a glacier forefield: a case study from the Damma Glacier, Switzerland. **Mineralogical Magazine**, London, v. 72, n. 1, p. 19-22, 2008.

BEST, M.G. **Igneous and metamorphic petrology**. 2nd ed. Malden: Blackwell Science, 2003. 729 p.

BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, Amsterdam, v. 93, p. 18-28, 2012.

BORRELLI, L.; PERRI, F.; CRITELLI, S.; GULLA, G. Minero-petrographical features of weathering profiles in Calabria, southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 92, p. 196-207, 2012.

_____. Characterization of granitoid and gneissic weathering profiles of the Mucone River basin (Calabria, Southern Italy). **Catena**, Amsterdam, v. 113, p. 325-340, 2014.

BRAND, N.W.; BUTT, C.R.M. Weathering, element distribution and geochemical dispersion at Mt Keith, Western Australia: Implication for nickel sulphide exploration. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 4, p. 391-407, 2001.

BRIMHALL, G.H.; DIETRICH, W.E. Constitutive mass balance relations between chemical-composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: results on weathering and pedogenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 51, n. 3, p. 567-587, Mar. 1987.

BRONGER, A. Time dependence of the rate and direction of mineral weathering and clay mineral formation with special consideration to kaolinites. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, Ciudad del Mexico, v. 24, n. 3, p. 510-523, 2007.

BRUNNER, I.; PLOTZE, M.; RIEDER, S.; ZUMSTEG, A.; FURRER, G.; FREY, B. Pioneering fungi from the Damma glacier forefield in the Swiss Alps can promote granite weathering. **Geobiology**, London, v. 9, n. 3, p. 266-279, 2011.

BUOL, S.W. Saprolite-regolith taxonomy: an approximation. In: CREMEENS, D.L.; BROWN, R.B.; HUDDLESTON, J.H. (Ed.). **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 119-132. (Special Publication, 34).

BUOL, S.W.; WEED, S.B. Saprolite-soil transformations in the Piedmont and Mountains of North Carolina. **Geoderma**, Amsterdam, v. 51, n. 1/4, p. 15–28, 1991.

BUOL, S.W.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Physical, chemical, and morphological properties of some regoliths in North Carolina. **Southeastern Geology**, Tallahassee, v. 39, n. 3/4, p. 151-160, 2000.

BUSS, H.L.; MATHUR, R.; WHITE, A.F.; BRANTLEY, S.L. Phosphorus and iron cycling in deep saprolite, Luquillo Mountains, Puerto Rico. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 269, p. 52–61, 2010.

BUTT, C.R.M.; ZEEGERS, H. Classification of geochemical-exploration models for tropically weathered terrains. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v. 32, n. 1/3, p. 65-74, Apr. 1989.

BUTT, C.R.M.; LINTERN, M.J.; ANAND, R.R. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain - implications for geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 16, n. 3/4, p. 167-183, June 2000.

CADY, J. G. Rock weathering and soil formation in the North Carolina Piedmont Region. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 15, p. 337-342, 1951.

CALVERT, C.S.; BUOL, S.W.; WEED, S.B. Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont: I. Profile morphology, chemical composition, and mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 1096-1103, 1980a.

_____. Mineralogical characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont: II. Feldspar alteration products-their transformations through the profile. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 1104-1112, 1980b.

CLEMENTE, C.A.; AZEVEDO, A.C. Mineral weathering in acid saprolites from subtropical, Southern Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 64, n. 6, p. 601-607, 2007.

DERE, A.L.; WHITE, T.S.; APRIL, R.H.; REYNOLDS, B.; MILLER, T.E. Climate dependence of feldspar weathering in shale soils along a latitudinal gradient. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 122, p. 101-126, Dec. 2013.

DIXON, J.L.; HEIMSATH, A.M.; AMUNDSON, R. The critical role of climate and saprolite weathering in landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, London, v. 34, p. 1507–1521, 2009.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212 p.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2006. 306 p.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília: Embrapa, 2013. 353 p.

FAO. **World reference base for soil resources**. Rome: FAO; IUSS Working Group WRB, 2006. 132 p. (World Soil Resources Reports, 103).

FEDO, C.M.; NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary-rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, Washington, v. 23, n. 10, p. 921-924, Oct. 1995.

FREY, B.; RIEDER, S.R.; BRUNNER, I.; PLOTZE, M.; KOETZSCH, S. Weathering-associated bacteria from the damma glacier forefield: Physiological capabilities and impact on granite dissolution. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 76, n. 14, p. 4788-4796, 2010.

GARDNER, L.R.; KHEORUENROMNE, I.; CHEN, H.S. Isovolumetric geochemical investigation of a buried granite saprolite near Columbia, SC, U.S.A. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 42, n. 4, p. 417-424, 1978.

GEORGE, R.J. Hydraulic properties of groundwater systems in the saprolite and sediments of the wheatbelt, Western Australia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 130, n. 1/4, p. 251-278, 1992.

GERASIMOVA, M.I.; LEBEDEVA, I.I.; KHITROV, N.B. Soil horizon designation: State of the art, problems, and proposals. **Eurasian Soil Science**, Pleiades, v. 46, n. 5, p. 599-609, May 2013.

GOKCEOGLU, C.; ZORLU, K.; CERYAN, S.; NEFESLIOGLU, H.A. A comparative study on indirect determination of degree of weathering of granites from some physical and strength parameters by two soft computing techniques. **Materials Characterization**, Amsterdam, v. 60, n. 11, p. 1317-1327, Nov. 2009.

GRAY, D.J.; SCHORIN, K.H.; BUTT, C.R.M. Mineral associations of platinum and palladium in lateritic regolith, Ora Banda Sill, Western Australia. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v. 57, n. 1/3, p. 245-255, Dec. 1996.

GULLA, G.; MATANO, F. Surveys of weathering profile on gneiss cutslopes in Northern Calabria, Italy. **Engineering Geology and the Environment**, New York, v. 3, p. 133-138, 1997.

GUPTA, A.S.; RAO, K.S. Index properties of weathered rocks: Inter-relationships and applicability. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 57, n. 2, p. 161-172, 1998.

GUPTA, A.S.; RAO, S.K. Weathering indices and their applicability for crystalline rocks. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 60, n. 3, p. 201-221, 2001.

HARNOIS, L. The ciw index - a new chemical index of weathering. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 55, n. 3/4, p. 319-322, Mar. 1988.

HEIDARI, M.; MOMENI, A.A.; NASERI, F. New weathering classifications for granitic rocks based on geomechanical parameters. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 166, p. 65-73, Nov. 2013.

HEWAWASAM, T.; von BLANCKENBURG, F.; BOUCHEZ, J.; DIXON, J.L.; SCHUESSLER, J.A.; MAEKELER, R. Slow advance of the weathering front during deep, supply-limited saprolite formation in the tropical Highlands of Sri Lanka. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 118, p. 202-230, Oct. 2013.

IRFAN, T.Y.; DEARMAN, W.R. The engineering petrography of a weathered granite in Cornwall, England. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, London, v. 11, n. 3, p. 233-244, 1978.

ISLAM, M.R.; PEURANIEMI, V.; AARIO, R.; ROJSTACZER, S. Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 17, n. 7, p. 885-902, July 2002.

JIMENEZ-ESPINOSA, R.; VAZQUEZ, M.; JIMENEZ-MILLAN, J. Differential weathering of granitic stocks and landscape effects in a Mediterranean climate, Southern Iberian Massif (Spain). **Catena**, Amsterdam, v. 70, n. 2, p. 243-252, July 2007.

JOLICOEUR, S.; ILDEFONSE, P.; BOUCHARD, M. Kaolinite and Gibbsite weathering of biotite within saprolites and soils of Central Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, n. 3, p. 1118-1129, 2000.

KRETZSCHMAR, R.; ROBARGE, W.P.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Biotite alteration to halloysite and kaolinite in soil-saprolite profiles developed from mica schist and granite gneiss. **Geoderma**, Amsterdam, v. 75, n. 3/4, p. 155-170, 1997.

LE PERA, E.; SORRISO-VALVO, M. Weathering and morphogenesis in a mediterranean climate, Calabria, Italy. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 34, n. 3/4, p. 251-270, 2000.

LE PERA, E.; CRITELLI, S.; SORRISO-VALVO, M. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 42, n. 1, p. 1-15, 2001.

LEBEDEVA, M.I.; FLETCHER, R.C.; BALASHOV, V.N.; BRANTLEY, S.L. A reactive diffusion model describing transformation of bedrock to saprolite. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 244, n. 3/4, p. 624-645, Oct. 2007.

LI, K.; AMOOZEGAR, A.; ROBARGE, W.; BUOL, S.W. Water movement and solute transport through saprolite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, n. 6, p. 1738-1745, 1997.

LUMB, P. The properties of decomposed granite. **Géotechnique**, Paris, v. 12, n. 3, p. 226-243, 1962.

MCVAY, K.A.; RADCLIFFE, D.E.; WEST, L.T.; CABRERA, M.L. Anion exchange in saprolite. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 2, p. 668-675, May 2004.

MCKAY, L.D.; DRIESE, S.G.; SMITH, K.H.; VEPRASKAS, M.J. Hydrogeology and pedology of saprolite formed from sedimentary rock, eastern Tennessee, USA. **Geoderma**, Amsterdam, v. 126, n. 1/2, p. 27-45, May 2005.

MINARD, J.P. Recent saprolite: thick saprolite has formed in northern New Jersey since the last pleistocene glacial stage. **Science**, New York, v. 129, n. 3357, p. 1206-1209, May 1959.

MOMENI, A.A.; KHANLARI, G.R.; HEIDARI, M.; SEPAHI, A.A.; BAZVAND, E. New engineering geological weathering classifications for granitoid rocks. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 185, p. 43-51, Feb. 2015.

MURPHY, S.F.; BRANTLEY, S.L.; BLUM, A.E.; WHITE, A.F.; DONG, H. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico: II. Rate and mechanism of biotite weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 62, n. 2, p. 227-243, 1998.

NDJIGUI, P.D.; BADINANE, M.F.B.; NYECK, B.; NANDJIP, H.P.K.; BILONG, P. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaounde, South Cameroon. **Journal of African Earth Sciences**, Amsterdam, v. 79, p. 125-142, Mar. 2013.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **Journal of Geology**, Madison, v. 97, n. 2, p. 129-147, Mar. 1989.

NORBURY, D.; HENCHER, S.; CRIPPS, J.; LUMSDEN, A. The description and classification of weathered rocks for engineering purposes - geological society engineering group working party report. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, London, v. 28, p. 207-242, Aug. 1995.

O'BRIEN, E.L.; BUOL, S.W. Physical transformations in a vertical soil-saprolite sequence. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 354-357, 1984.

OVERSTREET, W.C.; YATES, R.G.; GRIFFITTS, W.R. **Heavy minerals in the saprolite of the crystalline rocks in the shelby quadrangle, North Carolina**. Washington: United States Government Printing Office, 1963. 31 p. (Geological Survey Bulletin, 1162-F).

PEDRON, F. A. **Mineralogia, morfologia e classificação de saprolitos e Neossolos derivados de rochas vulcânicas no Rio Grande do Sul**. 2007. 160 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007.

PERRI, F.; SCARCIGLIA, F.; APOLLARO, C.; MARINI, L. Characterization of granitoid profiles in the Sila Massif (Calabria, southern Italy) and reconstruction of weathering processes by mineralogy, chemistry, and reaction path modeling. **Journal of Soils and Sediments**, Berlin, p. 1-22, 2014. In press.

- POWER, E.T.; SMITH, B.J. A comparative study of deep weathering and weathering products: case studies from Ireland, Corsica and Southeast Brazil. In: ROBINSON, D.A.E.; WILLIAMS, R.B.G. (Ed.). **Rock weathering and landform evolution**. Chichester: Wiley, 1994. p. 21–40.
- REBERTUS, R.A.; WEED, S.B.; BUOL, S.W. Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, n. 3, p. 810-819, 1986.
- RICE, T.J.B., BUOL, S.W.; WEED, S.B. Soil-saprolite profiles derived from mafic rocks in the North Carolina Piedmont: I. Chemical, morphological, and mineralogical characteristics and transformations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n. 1, p. 171-178, 1985.
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L. H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5. ed. Viçosa: SBCS; SNLCS, 2005. 100 p.
- SCARCIGLIA, F.; LE PERA, E.; CRITELLI, S. Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy): from field scale to micromorphology. **Catena**, Amsterdam, v. 61, n. 1, p. 1–29, 2005.
- SCARCIGLIA, F.; LE PERA, E.; VECCHIO, G.; CRITELLI, S. The interplay of geomorphic processes and soil development in an upland environment, Calabria, South Italy. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 69, n. 1/4, p. 169–190, 2005.
- SCHOENEBERGER, P.J.; AMOOZEGAR, A. Directional saturated hydraulic conductivity and macropore morphology of a soil-saprolite sequence. **Geoderma**, Amsterdam, v. 46, p. 31-49, 1990.
- SCHOENEBERGER, P.J.; AMOOZEGAR, A.; BUOL, S.W. Physical property variation of a soil and saprolite continuum at three geomorphic positions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, n. 5, p. 1389-1397, 1995.
- SCHOLTEN, T. Hydrology and erodibility of the soils and saprolite cover of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 247-262, 1997.
- SCHOLTEN, T.; FELIX-HENNINGSSEN, P.; SCHOTTE, M. Geology, soils and saprolites of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 229-246, 1997.
- SCHULZ, S.; BRANKATSCHK, R.; DÜMIG, A.; KÖGEL-KNABNER, I.; SCHLOTTER, M.; ZEYER, J. The role of microorganisms at different stages of ecosystem development for soil formation. **Biogeosciences**, Bern, v. 10, n. 6, p. 3983-3996, 2013.
- SEQUEIRA BRAGA, M.A.; LOPES NUNES, J.E.; PAQUET, H.; MILLOT, G. Essai sur les arènes de l'Europe atlantique. Zonalité climatique. Place de l'arénisation parmi les grands systèmes mondiaux d'altération météorique. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, Paris, v. 309, n. 2, p. 1955-1962, 1989.

_____. Climatic zonality of coarse granitic saprolites ("arènes") in Atlantic Europe from Scandinavia to Portugal. **Sciences Géologiques**, Strasbourg, v. 85, p. 99-108, 1990.
Apresentado no INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 9., 1989, Strasbourg.

SEQUEIRA BRAGA, M.A.; PAQUET, H.; BEGONHA, A. Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 41-56, 2002.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil taxonomy**: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd ed. Washington: USDA, 1999. 869 p.

STOLT, M.H.; BAKER, J.C. Strategies for studying saprolite and saprolite genesis. In: CREMEENS, D.L.; BROWN, R.B.; HUDDLESTON, J.H. (Ed.). **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 1-19. (Special Publication, 34).

STOLT, M.H.; BAKER, J.C.; SIMPSON, T.W. Micromorphology of the soil-saprolite transition zone in hapludults of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 1067-1075, 1991.

_____. Characterization and genesis of saprolite derived from Gneissic Rocks of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 2, p. 531-539, 1992.

_____. Soil-landscape relationships in Virginia: I. Soil variability and parent material uniformity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 2, p. 414-421, 1993.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 12, n. 1, p. 1-33, 1976.

_____. Classification and nomenclature of volcanic-rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks - recommendations and suggestions of the iugs sub-commission on the systematics of igneous rocks. **Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen**, Stuttgart, v. 134, p. 1-14, 1978.

TAYLOR, R.; TINDIMUGAYA, C.; BARKER, J.; MACDONALD, D.; KULABAKO, R. Convergent radial tracing of viral and solute transport in gneiss saprolite. **Ground Water**, Westerville, v. 48, n. 2, p. 284-294, Mar./Apr. 2010.

TERRY, R.D.; CHILINGAR, G.V. Comparison charts for visual estimation of percentage composition. **Journal of Sedimentary Petrology**, Amsterdam, v. 25, n. 3, p. 229-234, 1955.

THÉVENIAUT, H.; FREYSSINET, P. Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of Mont Baduel profile (French Guiana). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 148, n. 4, p. 209-231, 1999.

VEPRASKAS, M.J.; JONGMANS, A.G.; HOOVER, M.T.; BOUMA, J. Hydraulic conductivity of saprolite as determined by channels and porous groundmass. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 932-938, 1991.

VEPRASKAS, M.J.; KLEISS, H.J.; AMOOZEGAR, A.; GUERTAL, W.R. Porosity factors that control the hydraulic conductivity of soil-saprolite transitional zones. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, n. 1, p. 192-199, 1996.

WELBY, C.W. **A technique for evaluating the hydraulic conductivity of saprolite.** Raleigh: North Carolina University; Water Resources Research Institute, 1981. 38p.

WEN, B.P.; DUZGOREN-AYDIN, N.S.; AYDIN, A. Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments. **Environmental Geology**, Verlag, v. 47, n. 1, p. 140-154, Dec. 2004.

WONGFUN, N.; GÖTZE, J.; FURRER, G.; BRANDL, H.; PLÖTZE, M. Effect of water regime and vegetation on initial granite weathering in a glacier forefield: evidences from CL, SEM, and Nomarski DIC microscopy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 211/212, p. 116-127, 2013.

ZIEGLER, K.; CHADWICK, O.A.; WHITE, A.F.; BRZEZINSKI, M.A. (DSi)-Si-30 systematics in a granitic saprolite, Puerto Rico. **Geology**, Washington, v. 33, n. 10, p. 817-820, Oct. 2005.

5 IMPLICAÇÕES AGRÍCOLAS E AMBIENTAIS DE SISTEMAS SOLO-SAPROLITOS DO ESTADO DE PERNAMBUCO

Resumo

Os sistemas regolitos ocupam a maior parte da superfície terrestre e apresentam importantes implicações agrícolas e ambientais. O solo e o saprolito influenciam processos essenciais aos ecossistemas como a dinâmica da água de percolação e a sorção de nutrientes, contaminantes ou poluentes. A melhor compreensão dos atributos dos sistemas solo-saprolitos pode então contribuir para a resolução de questões ainda não elucidadas no âmbito da pedologia, geologia e ciências ambientais. Desta forma, objetivou-se descrever as implicações agrícolas e ambientais de treze perfis formados por sistemas solo-saprolitos derivados de rochas cristalinas no Estado de Pernambuco. Os atributos relacionados à potencialidade agrícola e ambiental dos perfis foram avaliados, também foram realizadas análises físicas, químicas e micromorfológicas de amostras deformadas e indeformadas dos horizontes saprolíticos e pedológicos. Os resultados levam a inferir que os saprolitos possuem importância agrícola e ambiental análoga à dos solos subjacentes e influenciam processos de relevância agroambientais como a dinâmica da água, a retenção e transporte de nutrientes e/ou a retenção e transporte de contaminantes ou poluentes. Em adição, processos geoquímicos existentes nos sistemas solo-saprolitos como à “mineral carbonation” devem influenciar o ciclo dos elementos através do ecossistema circundante.

Palavras-chave: “mineral carbonation”; Fluxo de elementos; Fluxo de água; meio ambiente

Abstract

The soil-saprolite systems occupy most of the Earth's surface and have significant agricultural and environmental implications. The soil and saprolite influence key processes such as the dynamic of water and sorption of nutrients, contaminants or pollutants. A better understanding of soil-saprolite systems can contribute to the resolution of issues not yet clarified in the context of pedology, geology and environmental sciences. This study aimed to present and discuss the agricultural and environmental implications of the characteristics of thirteen soil-saprolite profiles formed from crystalline rocks system in the Pernambuco State. The results suggest that saprolite have agricultural and environmental importance analogous to soil and influencing processes of agri-environmental relevance such as water dynamics, retention and transport of nutrients and/or transport and retention of contaminants or pollutants. In addition, geochemical processes in the soil-saprolite systems such as mineral carbonation may have significant impact in element cycles, such as carbon, in the surrounding ecosystem.

Keywords: Mineral carbonation; Element cycles; Water flow; Environment

5.1 Introdução

Os solos e os saprolitos são recursos naturais dinâmicos e exercem funções fundamentais para o meio ambiente e para a agropecuária (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; SCHOLTEN, 1997; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001). Os sistemas solo-saprolitos ocupam a maior parte da superfície terrestre e contribuem fortemente para a manutenção da regolitosfera, atuando como uma zona de intersecção entre a biosfera, a hidrosfera, a litosfera e a atmosfera (SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSSEN; SCHOTTE, 1997; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BERNASCONI et al., 2008).

A importância ambiental do manto do intemperismo engloba desde a sua região mais superficial até as suas regiões mais profundas (RICE; BUOL; WEED, 1985; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1993a; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995). A função ambiental do regolito está relacionada especialmente à manutenção de processos essenciais aos ecossistemas como a dinâmica da água de percolação e a sorção de nutrientes ou poluentes (SCHOLTEN, 1997; DRIESE; MCKAY, 2004; MCVAY et al., 2004).

A estrutura do sistema solo-saprolito também atua como um local para transformações bioquímicas, como habitat biológico e como um filtro natural para manutenção da qualidade da água percolante (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; BUOL; WEED, 1991; TAYLOR et al., 2010). Quase a totalidade da água transportada através do regolito apresenta algum grau de interação físico-química com a estrutura do solo ou com a estrutura do saprolito (WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; LI et al., 1997).

O estudo das regiões mais profundas do regolito é uma necessidade atual para as ciências ambientais, em especial para a ecologia (BERNASCONI et al., 2008; FREY et al., 2010; DÜMIG; SMITTENBERG; KÖGEL-KNABNER, 2011). A região de estudo do regolito atualmente transcende a sua região superficial. Os sistemas solo-saprolitos anteriormente considerados apenas como bases para suporte e nutrição vegetal, agora despertam o interesse da comunidade científica pela notável influência sobre processos essenciais para o ecossistema (GUNTER; WIWCHAR; PERKINS, 1997; KORBOL; KADDOUR, 1999; JESSEN; KOVSCEK ; ORR JR, 2005).

O saprolito pode ser definido como o produto não transportado da intemperização das rochas que preserva o volume do litotipo originário (BECKER, 1895). Dessa forma, o saprolito pode apresentar diversas morfologias e atributos compatíveis com os diferentes graus de intemperização (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991, 1992; BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000). A variação desses atributos apresenta grande importância ambiental,

agronômica e geotécnica (CHARBENEAU, 2000; MARTIN, 2003; AYDIN, 2006; KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007; MICO ET AL., 2007; OELKERS; GISLASON; MATTER, 2008).

Estudos realizados em todo o mundo sugerem que o saprolito possui funções ambientais tão importantes quanto à dos solos (DICKENS; HILTBOLD, 1967; MOULTON; BERNER, 1998; IPCC, 2005; MCGRAIL et al., 2006; MICO et al., 2007). No entanto, os atributos da totalidade do regolito são historicamente pouco estudados. Atributos morfológicos, físicos, químicos e mineralógicos do regolito estão especialmente relacionados à retenção e infiltração da água subsuperficial e ao fluxo de elementos através das esferas terrestres, dando suporte à manutenção do ecossistema circundante (MCVAY et al., 2004; WEN; DUZGOREN-AYDIN; AYDIN, 2004; BUSS et al., 2010).

O sistema de porosidade do solo está diretamente relacionado à percolação da água na região superficial do regolito (O'BRIEN; BUOL, 1984; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995; VEPRASKAS et al., 1996). Entretanto, a dinâmica da percolação da água no saprolito, especialmente em regimes saturados, está relacionada à quantidade, ao tipo, à interconectividade e a morfologia de fraturas existentes em sua estrutura (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; GEORGE, 1992; SCHOLTEN, 1997). A existência de revestimentos de argila associadas à presença de raízes entre fraturas estruturais de saprolitos incrementam o potencial de fertilidade da região mais profundas do regolito, especialmente quando subjacente a solos rasos (CALVERT; BUOL; WEED, 1980; WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995).

Solos rasos ocupam uma grande área no nordeste do Brasil (JACOMINE et al., 1973; ARAÚJO FILHO e CARVALHO, 1996; JACOMINE, 1996; BÉTARD, 2012), e são frequentemente relatados como impróprios para a agricultura por agências financiadoras e governamentais. A classificação da potencialidade agrícola e ambiental de solos rasos geralmente ocorre sem levar em consideração os atributos dos saprolitos subjacentes (JACOMINE et al., 1973; JACOMINE, 1996). Esse cenário contribui para manter o semiárido do nordeste do Brasil como uma das regiões mais pobres do país.

A subestimação da potencialidade de solos rasos no nordeste brasileiro evidencia a importância social e regional do pleno conhecimento de sistemas solo-saprolitos. A pequena quantidade de pesquisas focadas no saprolito nos diversos domínios ecológicos brasileiros ameaça o uso sustentável desses recursos. A melhor compreensão dos atributos de sistemas solo-saprolitos pode contribuir para resolver questões ainda não elucidadas no âmbito da

pedologia, geologia e ciências ambientais, assim como colaboraria para uma melhor abordagem das questões sociais e econômicas regionais.

Sistemas solo-saprolitos estão presentes em grande parte das atividades humanas. O uso racional, economicamente viável e ambientalmente sustentável destes sistemas exige um conhecimento prévio tanto de suas características quanto de suas limitações (GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978; SCHOLTEN; FELIX-HENNINGSEN; SCHOTTE, 1997; BÉTARD, 2012). Estudos relacionados aos atributos e as aptidões dos solos e dos saprolitos subjacentes são de fundamental importância para compreender quais são as suas limitações e os seus potenciais de uso (GUNTER; WIWCHAR; PERKINS, 1997; CHARBENEAU, 2000; MOULTON; WEST; BERNER, 2000).

Percebe-se então que os sistemas solo-saprolitos, quando apresentam solos rasos, vêm sendo classificados com baixo potencial agrícola e ambiental, independente das propriedades dos respectivos saprolitos. Diante do exposto, o objetivo geral foi descrever as implicações agrícolas e ambientais de perfis formados por sistemas solo-saprolitos derivados de rochas cristalinas no Estado de Pernambuco.

Os objetivos específicos foram (a) Avaliar a potencialidade agrícola e ambiental de saprolitos derivados de rochas cristalinas do Estado de Pernambuco; (b) Inferir sobre a influência dos sistemas de fraturas dos saprolitos para o fluxo de água e elementos na subsuperfície dos sistemas solo-saprolitos estudados; (c) Inferir sobre as implicações agrícolas e ambientais da existência de feições texturais nos sistemas de fraturas dos saprolitos estudados; (d) Deduzir os efeitos da presença da matéria orgânica para mobilidade de elementos através dos sistemas solo-saprolitos estudados e (e) Descrever a importância dos sistemas solo-saprolitos para o fluxo de elementos através do ecossistema circundante.

5.2 Material e métodos

5.2.1 Métodos de campo

5.2.1.1 Avaliação da potencialidade dos sistemas solo-saprolitos

A avaliação da potencialidade agrícola e ambiental foi realizada em treze perfis formados por sistemas solo-saprolitos derivados de rochas cristalinas do Estado de Pernambuco (Figura 1). Os perfis estão distribuídos na zona da mata (P1, 2, 3 e 4), agreste (P5, 6, 7 e 8) e sertão (P9, 10, 11, 12 e 13), do Estado. Litologicamente os perfis estão agrupados da seguinte forma: P1, P2, P3, P4, P6, P7, P8 e P12 são derivados de gnaisses; P5 e P13 são derivados de granitos e P9, P10 e P11 são derivados de sienitos.

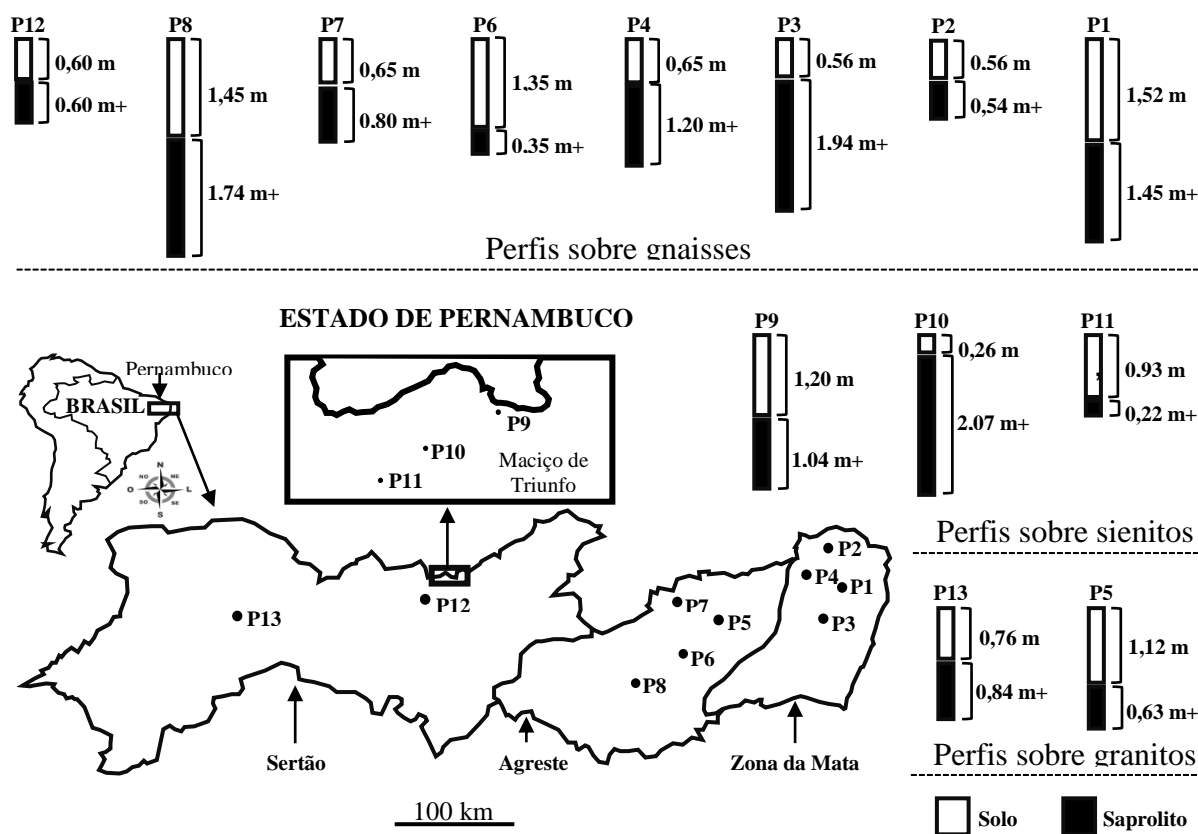


Figura 1 - Espessura do solo e do saprolito, litotipos originários e distribuição dos treze perfis na zona da mata, no agreste e no sertão do Estado de Pernambuco

Os sistemas solo-saprolitos apresentam posição na paisagem, espessura e grau de intemperização diversos. Para a avaliação da potencialidade, deu-se ênfase aos sistemas de fraturas, os quais foram analisados pelas seguintes características: quantidade presente em uma área de 100 x 100 cm, espessura, comprimento, espaçamento, presença de raízes e presença de preenchimentos ou revestimentos, procurando traçar uma relação entre a estrutura do saprolito e a potencialidade do sistema solo-saprolito segundo Pedron (2007).

Para análise do ângulo de fraturamento do saprolito, fora aplicado a metodologia proposta por Pedron (2007). A tomada das imagens foi padronizada para o ângulo horizontal, com a montagem da câmera sobre tripé com nível de bolha. A padronização para o posicionamento da câmera a 1,5 m do perfil foi realizada com o auxílio de uma trena.

Para o teste de escavação, utilizou-se uma pá reta que foi introduzida na superfície dos horizontes e camadas do solo. Os horizontes foram enquadrados nas classes de resistência segundo os critérios utilizados por em Buol (1994) e Pedron (2007). Onde:

1. Baixa: A escavação pode ser executada sem a energia de um impacto (golpe);

2. Moderada: A escavação pode ser executada facilmente ao golpe da pá ou com a pressão do pé sobre a pá;
3. Alta: A escavação pode ser executada com dificuldade ao golpe da pá ou com a pressão do pé sobre a pá. A escavação pode ser executada facilmente ao golpe da picareta;
4. Muito alta: A escavação pode ser executada ao golpe da picareta com moderada dificuldade. A escavação pode ser executada com retroescavadeira sobre um trator de 50 a 80 hp;
5. Extremamente alta: A escavação é quase impossível ao golpe da picareta. A escavação pode ser executada com retroescavadeira sobre um trator de 50 a 80 hp.

5.2.1.2 Coleta das amostras

A coleta das amostras foi realizada segundo o Manual de Descrição e Coleta de Solos no Campo (SANTOS et al., 2005). Foram coletadas amostras deformadas e indeformadas dos horizontes dos saprolíticos e pedológicos para realização das análises físicas, químicas e micromorfológicas.

As amostras deformadas foram retiradas com auxílio de martelo pedológico, recolhidas em bandejas plásticas e separadas em sacos plásticos identificados. Amostras indeformadas foram coletadas em caixas de Kubiena adaptadas, envoltas em papel bolha e acondicionadas em recipientes feitos de isopor para o devido transporte. Também foram coletadas amostras de solo a partir de anéis volumétricos com volume conhecido de 300 mL e agregados pedogenéticos ou fragmentos de saprolitos para determinação da densidade e análise geoquímica do solo e do saprolito.

5.2.2 Métodos laboratoriais

5.2.2.1 Preparo das amostras

As amostras deformadas e indeformadas foram transportadas para o galpão de preparo de amostras da Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE. As amostras deformadas foram secas ao ar, pesadas e destorroadas. Posteriormente o material foi passado

em peneira com malha de 2 mm, separando-se a fração grossa da terra fina seca ao ar (TFSA), conforme recomendado pela Embrapa (1997). A fração cascalho foi tratada com solução de NaOH 0,1 mol L⁻¹ em recipientes plásticos por um período de 24 horas. Em seguida as amostras foram lavadas com água, secadas em estufa e pesadas para determinação do percentual de sua massa em relação à massa total.

As amostras indeformadas contidas nas caixas de Kubiena foram secas ao ar e posteriormente colocadas em estufa com elevação gradativa da temperatura do equipamento até 60°C em 24 horas. As amostras foram impregnadas com resina de poliéster diluída com monômero de estireno em uma proporção de 1:2. Adicionou-se 5g de Uvitex OB e 5 gotas de catalizador Butanox M50 para cada litro da mistura. A mistura foi então adicionada de forma gradativa às amostras presentes em uma câmara. Este processo foi realizado com o auxílio de uma bomba de vácuo. As amostras permaneceram sob vácuo constante durante 48 horas e em seguida foram distribuídas em bancadas para enrijecerem por 45 dias.

5.2.2.2 Análise micromorfológica

As lâminas foram confeccionadas no laboratório de micropedologia da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz – ESALQ. Os blocos enrijecidos foram cortados utilizando-se um equipamento petrográfico de corte fino padrão. Os fragmentos seccionados foram colados em lâminas de vidro com cola Araldite. O polimento foi realizado com auxílio de uma camada abrasiva de carbureto de silício sobre uma máquina de disco rotatório até a espessura aproximada de 25 µm. O acabamento final foi feito manualmente com auxílio de pó abrasivo até a obtenção do padrão de extinção desejado para o quartzo.

As análises por microscopia óptica foram feitas no Departamento de Biologia, Ecologia e Ciências da Terra da Universidade da Calábria (UNICAL). As descrições micromorfológicas foram realizadas sob luz natural e polarizada em um microscópio petrográfico OLYMPUS modelo BX51 acoplado a um equipamento de captura de imagem digital OLYMPUS modelo SC20.

5.2.2.3 Análises físicas

As análises físicas foram realizadas segundo a Embrapa (1997). Uma alíquota de 100g da TFSA de cada horizonte foi submetida à dispersão em solução de NaOH (0,1 mol L⁻¹). A areia foi separada por tamisação com auxílio de peneira de malha 0,053mm. A fração areia grossa (2-0,2mm) e areia fina (0,2-0,05mm) também foram obtidas por tamisação. Após a

decantação da fração silte, massa da fração argila em suspensão foi determinada a partir da densidade da mistura argila-dispersante corrigida pela temperatura. A massa da fração silte foi determinada por diferença. A relação silte/argila (R) foi calculada a partir da divisão das massas frações silte (m_{silte}) e da argila (m_{argila}) previamente obtidas na análise granulométrica. O valor adimensional foi obtido através da equação 1:

$$R = \frac{m_{\text{silte}}}{m_{\text{argila}}} \quad (1)$$

A densidade do solo e do saprolito (D_s) foi determinada pelos métodos do anel volumétrico ou do torrão/fragmento parafinado. Para o primeiro, o material contido no anel foi secado em estufa por um período de 24 horas a 105 °C e em seguida pesado. Com os valores das massas e dos respectivos volumes, foi calculada a densidade em (g cm^{-3}). Para o segundo, os agregados do solo ou fragmentos do saprolito foram pesados, impermeabilizados por parafina e após uma segunda pesagem, foram imersos em água para aferição do volume do conjunto.

Após a aferição da massa $m_{(s)}$ e volume $V_{(s)}$ do material, a densidade em (g cm^{-3}) foi calculada pela equação 2:

$$D_s = \frac{m_{(s)}}{V_{(s)}} \quad (2)$$

A densidade das partículas (D_p) foi determinada pelo método do balão volumétrico. As amostras foram adicionadas em um balão volumétrico de 50 mL, em seguida foram adicionados 20 mL de álcool etílico. O volume do balão foi completado com álcool e o volume ocupado pelas partículas foi determinado através da diferença do volume do álcool utilizado e o volume do balão. A porosidade total (P) foi calculada a partir dos valores das densidades da partícula e a densidade do material através da equação 3:

$$P (\%) = \left[1 - \frac{D_s}{D_p} \right] \times 100 \quad (3)$$

O teor de argila dispersa em água (ADA) foi determinado pelo método do densímetro. Uma alíquota de 100g da TFSA foi adicionada em recipiente plástico contendo 200 mL de água destilada, a solução foi submetida à agitação lenta por um período de 16 horas em agitador horizontal. Após este período a amostra dispersa foi recolhida em uma proveta graduada de 1000 ml e, após um período de 24 horas em repouso, foi aferido à densidade e a temperatura da solução. O grau de flocculação (GF) foi calculado pela equação 4:

$$GF (\%) = \left[\frac{\text{Argila} (\%) - \text{ADA} (\%)}{\text{Argila} (\%)} \right] \quad (4)$$

5.2.2.4 Análises químicas

As determinações de pH em água e em KCl, carbono orgânico (C.O), fósforo disponível, cálcio, magnésio e alumínio trocáveis, potássio e sódio trocáveis e a acidez potencial (H+Al) foram realizadas segundo a Embrapa (1997). Os valores de soma de base, saturação por bases, saturação por alumínio, CTC e percentual de sódio trocável (PST) foram calculados.

A determinação do pH em água e em KCl 1mol L⁻¹ foi obtida a partir de uma relação solo-líquido na proporção de 1:2,5. As amostras foram submetidas a um tempo de contato de 1 hora e agitadas na eminência da aferição. O teor de carbono orgânico das amostras foi determinado a partir da oxidação do carbono com solução de dicromato de potássio (0,4 mol L⁻¹) em meio ácido a 175°C, seguido de titulação com solução de sulfato ferroso amoniacal (0,1 mol L⁻¹).

O fósforo disponível foi extraído por solução ácida Mehlich⁻¹ e determinado por colorímetro. O cálcio e magnésio trocáveis e alumínio extraível foram extraídos por solução de cloreto de potássio (1 mol L⁻¹), na proporção de 1:10 entre o sólido e o extrator. O cálcio, o magnésio e o alumínio foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica.

O potássio e sódio trocáveis foram extraídos com Mehlich⁻¹ e determinados por fotometria de chama. O valor da soma de base em (mmol_c kg⁻¹) foi obtido de forma matemática a partir da equação 5:

$$S.B = (Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^+ + Na^+) \quad (5)$$

A acidez potencial (H⁺ + Al⁺³), foi extraída por solução tamponada a pH 7 de acetato de cálcio (0,5 mol L⁻¹) e determinada volumetricamente por titulação com solução de hidróxido de sódio (1 mol L⁻¹). A capacidade total de troca de cátions em (mmol_c kg⁻¹) foi calculada a partir da equação 6:

$$T = [S.B + (H^+ + Al^{3+})]. \quad (6)$$

O percentual de Saturação por Base (V), foi obtida matematicamente a partir da equação 7, a saturação por Alumínio (m) foi obtida pela equação 8 e o percentual de sódio trocável (PST) foi obtido pela equação 9:

$$V(\%) = \frac{100 \times S.B}{T} \quad (7)$$

$$m(\%) = \frac{100 \times Al^{3+}}{S.B + Al^{3+}} \quad (8)$$

$$PST(\%) = \frac{100 \times Na^+}{T} \quad (9)$$

Para as análises geoquímicas, as amostras foram maceradas e tamisadas sucessivamente até que todas as partículas atingissem dimensões inferiores à malha de 0,075mm (200 Mesh). As amostras pulverizadas foram secas em estufa a 60°C e posteriormente determinou-se a perda por ignição (LOI).

Para a determinação de Al₂O₃, BaO, CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃, MgO, MnO, P₂O₅, K₂O, SiO₂, Na₂O, SrO e TiO₂, recolheu-se 0,100g das amostras para fusão com metaborato de lítio a 1000°C, com posterior dissolução por ácido nítrico 4% e ácido hidrocloreídrico 2%. A solução foi analisada por ICP-AES e os resultados foram corrigidos. Os limites de detecção inferiores e superiores para estes elementos foram respectivamente 0,01 e 100. A concentração de óxidos foi calculada e os valores foram normalizados em relação à “Upper Continental Crust” (UCC) (MCLENNAN; TAYLOR; HEMMING, 2006).

A determinação de Ba, Ce, Cr, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, V, W, Y, Yb e Zr, foi realizada a partir de uma alíquota de 0,200g das amostras com adição de metaborato de lítio / tetraborato de lítio (1,8g) com posterior fusão a 1025°C. O produto foi dissolvido em uma mistura de ácidos contendo ácido nítrico, hidrocloreídrico e hidrofluorídrico. A solução foi analisada por ICP-AES. Os limites de detecção inferiores e superiores variaram de 0,01 ppm para o Cs, Ho, Lu, Tb, Tm e 10000 ppm para o Ba, Ce, Cr, Cs, Hf, La, Nd, Rb, Sn, Sr, V, W, Y e Zr respectivamente.

Os resultados foram expressos em ppm e posteriormente normalizados em relação à composição da UCC (MCLENNAN; TAYLOR; HEMMING, 2006) ou em relação à composição de condritos (TAYLOR; MCLENNAN, 1985). As relações Ce/Ce*, LaN/YbN, La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co, La/Cr, Th/Cr e Cr/Th foram calculadas.

A dissolução seletiva também foi desenvolvida em amostras de solos e saprolitos dos treze perfis. Dois extratores foram utilizados: (1) ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB), para determinação de formas secundárias de ferro, alumínio e silício (Fe_d, Al_d e Si_d) segundo Mehra e Jackson (1958) e (2) oxalato de amônio para determinação de formas com baixo grau de cristalização de ferro, alumínio e silício (Fe_o, Al_o e Si_o) de acordo com o

método proposto por McKeague e Day (1966). O ferro, alumínio e silício secundários foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica. As relações Fe_o/Fe_d , Al_o/Al_d e Si_o/Si_d foram calculadas.

5.2.2.5 Análises mineralógicas

A assembleia mineralógica das frações silte e argila das amostras foram determinadas por difratometria de raios X (DRX), usando um difratômetro modelo Rigaku Miniflex II, operando em modo de aquisição contínua, tensão de 30 kv, com corrente de 20 mA e radiação de $CuK\alpha$, com monocromador de cristal de grafite. A amplitude de varredura foi de 5 a 50 $^{\circ}2\theta$ com velocidade de registro de 1 $^{\circ}2\theta \text{ min}^{-1}$.

A fração silte foi analisada apenas na forma de pó, enquanto a fração argila foi analisada em pó e orientada sobre lâminas de vidro posteriormente aos pré-tratamentos para eliminação de carbonatos, óxidos de ferro e matéria orgânica. Para avaliar em detalhes os filossilicatos, as amostras da fração argila foram saturadas com KCl e analisadas sob temperatura ambiente com posterior aquecimento para 550°C. As amostras também foram saturadas por $MgCl_2$, analisadas nesta condição e posteriormente solvatadas com glicerol (Mg-Gli).

Os critérios empregados para interpretação dos difratogramas e identificação dos minerais foram baseados no espaçamento interplanar (d) e no comportamento dos picos de difração conforme Jackson (1975); Brown e Brindley (1980); Moore e Reynolds (1997). A mineralogia das frações cascalho, areia grossa e areia fina dos principais horizontes do solo e do saprolito dos treze perfis foram determinadas de acordo com as propriedades macroscópicas, segundo Leinz e Campos (1979).

5.2.2.6 Avaliação da potencialidade dos sistemas solo-saprolitos

A determinação da massa de raízes foi feita a partir de uma quantidade padrão de 0,1 kg de material. As raízes presentes em 0,1 kg de material foram separadas por tamisação, com peneira de malha de 0,053 mm, lavadas, secas em estufas (60°C) e pesadas para obtenção da massa seca radicular. Os valores das massas de raízes foram calculados por massa de solo. Os resultados foram expressos em densidade radicular por massa (DRM).

O teste de dispersão de fragmentos do saprolito em água consistiu na agitação de fragmentos com dimensões padronizadas dos horizontes estudados em água destilada por aproximadamente 15 horas, interpretado como: sem contato quando menos de 50% do

material não dispersa, contato litóide quando 50 a 97% do material não dispersa e contato lítico quando 98 a 100% do material não dispersa segundo Pedron (2007).

5.3 Resultados e discussões

O estudo dos perfis resultou em evidências que levam a inferir que os saprolitos possuem importância ambiental análoga à dos solos. A região subsuperficial dos sistemas solo-saprolitos exercem influência sobre processos físicos e geoquímicos essenciais para a manutenção do ecossistema. Os atributos dos sistemas solo-saprolitos estão principalmente relacionados a quatro processos agroambientais essenciais: (1) condutividade e retenção de água; (2) retenção e transporte de nutrientes; (3) retenção e transporte de contaminantes ou poluentes e (4) fluxo de elementos através do ecossistema circundante.

5.3.1 Implicações sobre a condutividade e retenção de água

Os atributos físicos, especialmente a porosidade, estão fortemente ligados ao controle sobre a dinâmica da água nos sistemas solo-saprolitos estudados. A porosidade do solo e do saprolito regem respectivamente o fluxo da água nas regiões superficiais e subsuperficiais dos perfis. A relação porosidade-água pode ser considerada como uma das principais implicações agroambientais dos atributos físicos dos treze sistemas solo-saprolitos (CADY, 1951; CALVERT, BUOL; WEED, 1980; SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990). Os principais atributos físicos dos perfis estão relacionados na Tabela 1.

A influência da estrutura dos perfis sobre a dinâmica da água pode ser inferida a partir dos atributos físicos dos solos e dos saprolitos, a exemplo da densidade, da porosidade e da granulometria. No entanto, entre estes, a porosidade é o atributo que apresenta maior influência sobre o movimento da água (SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990; SCHOENEGER et al., 1992; VEPRASKAS et al., 1996). A micromorfologia comprova a existência de processos microscópicos influenciam a dinâmica da água através dos perfis.

Os resultados demonstram incremento na porosidade total com a diminuição da profundidade dos perfis. Fato provavelmente relacionado ao decréscimo das frações grossas, ao incremento da fração argila e o conseqüente aumento da microporosidade nos horizontes do solo. O incremento da microporosidade contribui para o aumento da porosidade total na região superficial. No entanto, a macroporosidade é a componente da porosidade total que rege a condutividade hidráulica do sistema solo-saprolito em fluxos saturados (CALVERT; BUOL; WEED, 1980; SCHOENEGER et al., 1992; SCHOLTEN, 1997).

Tabela 1 - Atributos físicos dos perfis estudados

Horizonte										(continua)		
	Cascalho (%)	TFSA	AG ⁽¹⁾	AF ⁽²⁾	Silte ⁽³⁾	Argila ⁽⁴⁾	ADA ⁽⁵⁾	GF ⁽⁶⁾	Silte/ argila	Ds ⁽⁷⁾ (g cm ⁻³)	Dp ⁽⁸⁾	P ⁽⁹⁾ (%)
P1 – Zona da mata												
Ap	8	92	292	361	133	214	157	27	0,6	1,27	2,51	49
A2	9	91	242	384	158	216	161	25	0,7	1,33	2,67	50
Bt	14	86	217	253	162	368	235	36	0,4	1,30	2,79	53
C	14	86	414	362	104	120	75	38	0,9	1,69	2,73	38
Cr1/SC	44	56	414	383	118	85	49	42	1,4	1,72	2,64	35
Cr2/SR	87	13	530	277	111	82	51	38	1,4	1,81	2,68	32
P2 – Zona da mata												
Ap	54	46	402	294	167	137	95	31	1,2	1,29	2,59	50
Bt	19	81	415	211	113	261	157	40	0,4	1,32	2,54	48
Cr1/S	59	41	470	326	87	117	49	58	0,7	1,65	2,68	38
Cr2/SR1	73	27	577	258	90	75	42	44	1,2	1,71	2,80	39
Cr3/SR2	62	38	400	411	97	92	53	42	1,1	1,82	2,86	36
P3 – Zona da mata												
A	24	76	208	177	485	135	67	50	3,7	1,45	2,56	43
Bi	32	68	184	183	453	180	89	51	2,1	1,47	2,61	44
Cr1/SC	48	52	95	101	674	134	93	31	5,2	1,68	2,65	37
Cr2/S	64	36	290	128	431	153	110	28	2,9	1,71	2,71	37
Cr3/SR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P4 – Zona da mata												
Ap	14	86	137	439	222	202	100	50	1,1	1,31	2,45	47
Bi	36	64	385	179	157	279	110	61	0,6	1,36	2,50	46
Cr1/SC	69	31	440	193	247	120	67	44	2,1	1,42	2,63	46
Cr2/S1	70	30	429	211	234	126	73	42	1,9	1,73	2,80	38
Cr3/S2	55	45	490	180	249	81	42	48	3,1	1,76	2,73	36
P5 – Agreste												
A	24	76	430	222	145	203	75	63	0,7	1,49	2,55	42
AC	29	71	394	264	163	179	53	70	0,9	1,38	2,55	46
C1	16	84	380	310	180	130	48	63	1,4	1,44	2,58	44
C2	15	85	363	316	201	120	69	43	1,7	1,47	2,56	43
C3	46	54	349	280	207	164	80	51	1,3	1,50	2,52	40
Cr1/Cr	60	40	355	220	218	207	84	59	1,1	1,56	2,61	40
Cr2/CS	55	45	364	191	168	277	104	62	0,6	1,61	2,56	37
P6 – Agreste												
A	10	90	678	193	89	41	15	63	2,2	1,55	2,71	43
AC	6	94	684	187	90	44	13	70	2,2	1,50	2,72	45
C1	8	92	653	227	80	43	16	63	2,0	1,55	2,73	43
C2	13	87	629	230	81	62	36	42	1,3	1,56	2,70	42
C3	13	87	657	207	96	41	18	56	2,4	1,52	2,79	46
Cr/CS	45	55	565	211	174	53	33	38	3,5	1,59	2,92	46
P7 – Agreste												
Ap	23	77	218	349	234	199	80	60	1,2	1,75	2,62	33
2Btn	9	91	291	232	130	347	275	21	0,4	1,73	2,55	39
2Cn	69	31	289	303	131	277	209	25	0,5	1,78	2,57	31
2Crn1/Sn1	83	17	302	199	116	383	86	78	0,3	1,92	2,60	26
2Crn2/Sn2	61	39	429	393	84	94	58	38	0,9	1,89	2,73	31

Tabela 1 - Atributos físicos dos perfis estudados

Horizonte	(conclusão)											
	Cascalho TFSA (%)	AG ⁽¹⁾	AF ⁽²⁾	Silte ⁽³⁾	Argila ⁽⁴⁾	ADA ⁽⁵⁾	GF ⁽⁶⁾	Silte/argila (%)	Ds ⁽⁷⁾	Dp ⁽⁸⁾	P ⁽⁹⁾	
	(%)			(g kg ⁻¹)		(g kg ⁻¹)	(%)		(g cm ⁻³)		(%)	
P8 – Agreste												
Ap	11	89	653	228	39	80	27	44	0,5	1,44	2,69	46
AC	9	91	574	279	59	88	49	60	0,7	1,41	2,74	49
CA	11	89	553	272	78	97	39	46	0,8	1,46	2,70	46
C1	18	82	561	245	85	109	59	54	0,8	1,45	2,70	46
C2	35	65	530	238	74	158	72	42	0,5	1,46	2,70	46
C3	59	41	467	223	124	186	108	63	0,7	1,47	2,58	43
Cr1/SC1	73	27	364	67	116	453	166	69	0,3	1,72	2,65	35
Cr2/SC2	63	37	466	94	97	343	106	62	0,3	1,76	2,64	33
Cr3/S	72	28	388	124	110	378	145	44	0,3	1,74	2,66	35
P9 – Sertão												
Ap	43	57	161	229	330	281	135	52	1,2	1,23	2,48	50
Bi	33	67	126	223	301	354	160	55	0,9	1,30	2,54	49
Cr1/SR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr2/RS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P10 – Sertão												
Ap	35	65	418	242	199	142	76	46	1,4	1,57	2,54	38
Cr1/S	34	66	438	252	150	168	91	46	0,9	1,72	2,56	33
Cr2/SR	49	51	567	201	92	143	86	40	0,7	1,69	2,71	38
Cr3/RS	56	44	576	190	105	137	90	34	0,8	1,74	2,73	36
P11 – Sertão												
A	26	74	372	280	187	162	71	56	1,2	1,44	2,52	43
Bt1	30	70	262	202	226	314	106	66	0,7	1,55	2,61	41
Bt2	61	39	324	177	209	294	17	94	0,7	1,53	2,63	42
BC	54	46	457	166	197	187	5	97	1,1	1,56	2,65	41
Cr/CS	69	31	365	163	243	231	20	91	1,1	1,62	2,67	39
R/RS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P12 – Sertão												
A	27	73	239	366	175	224	121	46	0,8	1,41	2,58	45
2Bt	49	51	116	166	188	531	249	53	0,4	1,44	2,64	45
2BC	80	20	93	236	331	343	194	43	1,0	1,78	2,64	33
2Cr1/CS	43	57	159	345	366	134	73	46	2,8	1,74	2,61	33
2Cr2/SC	60	40	186	269	415	133	75	44	3,2	1,79	2,66	33
P13 – Sertão												
A	6	94	476	344	120	63	20	68	2,0	1,29	2,79	54
AC	5	95	466	351	124	65	36	45	2,1	1,41	2,75	49
C1	8	92	505	290	104	107	43	60	1,0	1,42	2,77	49
C2	10	90	465	342	113	83	44	47	1,4	1,49	2,75	46
Crn1/Crn	17	83	465	335	139	61	23	62	2,3	1,53	2,77	45
Crn2/CSn	38	62	452	271	177	102	48	53	1,8	1,55	2,75	44

⁽¹⁾ Areia grossa: de 2 – 0,2 mm; ⁽²⁾ Areia Fina: de 0,2 – 0,05 mm; ⁽³⁾ de 0,05 – 0,002 mm; ⁽⁴⁾ < 0,002 mm; ⁽⁵⁾ Argila dispersa e água; ⁽⁶⁾ Grau de flocculação; ⁽⁷⁾ Densidade do solo; ⁽⁸⁾ Densidade da partícula; ⁽⁹⁾ Porosidade total.

Quanto a possíveis implicações ao ecossistema ou a agricultura, pode-se inferir que o fluxo da água através da porosidade do solo resulta em uma benéfica influência sobre a dinâmica de nutrientes vegetais. Entretanto, estes benefícios podem ser descompensados em subsuperfície devido ao forte fluxo da água através das fraturas dos saprolitos. A elevada condutividade hidráulica dos saprolitos durante regimes saturados pode implicar em erosão subsuperficial ou no rápido carreamento de contaminantes ou poluentes (WELBY, 1981; SCHOENEGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995; VEPRASKAS et al., 1996).

Os sistemas solo-saprolitos apresentaram cinco diferentes tipos de macroporos: (1) planares inter-agregados; (2) canais; (3) poros de empacotamento; (4) planos de foliação e (5) fraturas planares. Os poros planares, poros de empacotamento e canais estão geralmente associados à perda da isovolumetricidade e podem ser observados em horizontes pedogênicos ou em regiões onde a pedogênese avança sobre o saprolito (CALVERT; BUOL; WEED, 1980; WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995) (Figura 2).

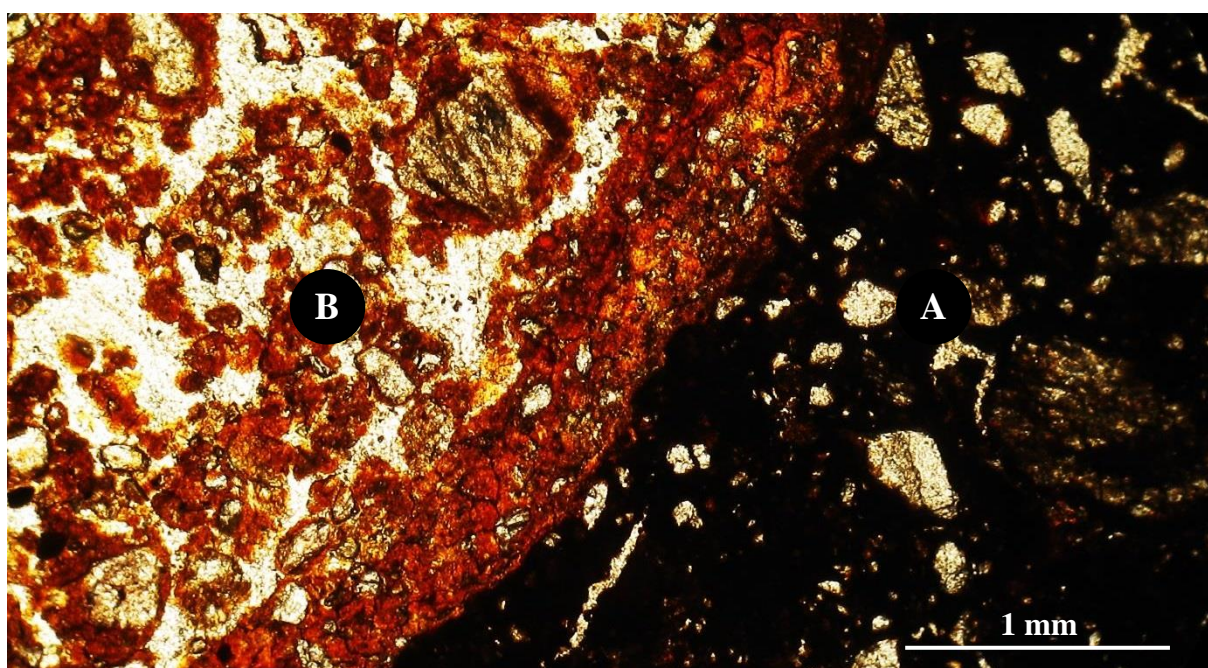


Figura 2 - Avanço da pedogênese sobre os domínios da saprolitogênese no horizonte Cr1/SC em P1, resultando na transformação da estrutura isovolumétrica do saprolito (A), em estrutura não isovolumétrica do solo (B). PPL

As fraturas planares e as foliações estão geralmente associadas às estruturas herdadas da rocha (Figura 3). A macroporosidade dos horizontes pedogênicos dos perfis está diretamente ligada à ação de atividade biológica e ao grau de agregação da estrutura (CALVERT; BUOL; WEED, 1980; SCHOENEGER et al., 1992; GEORGE, 1992; SCHOLTEN, 1997; MCKAY et al., 2005).

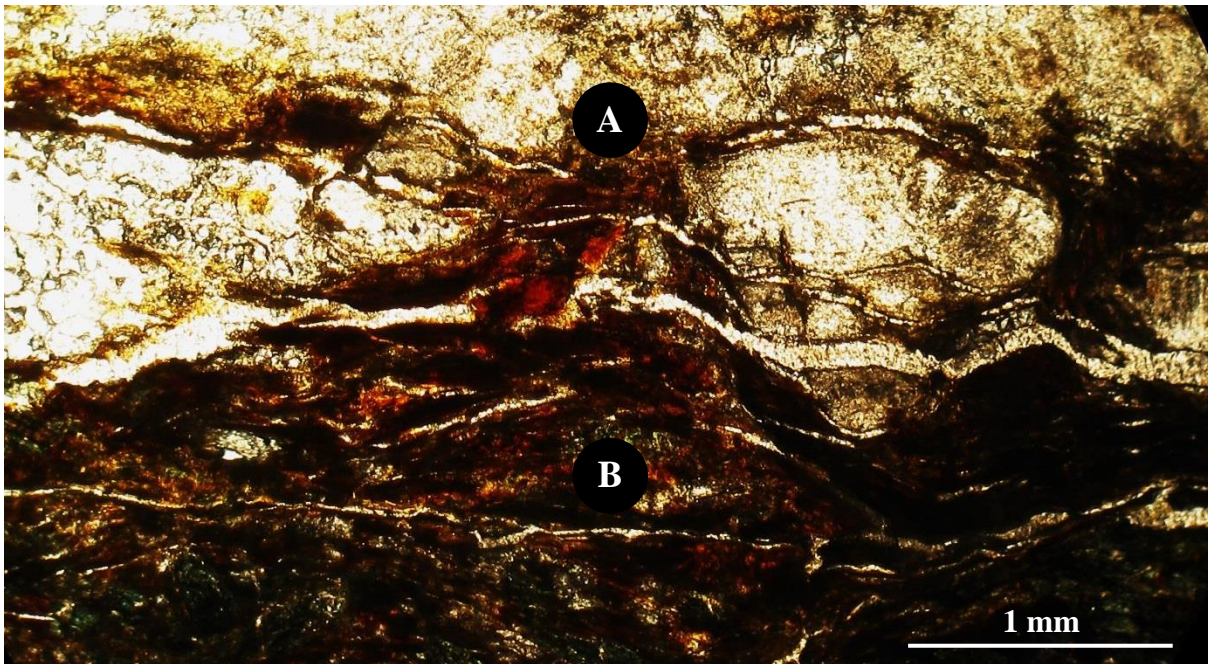


Figura 3 - Intersecção entre resquícios de leucossoma e melanossoma evidenciando fraturas planares no resquício de leucossoma (A) e planos de foliação no resquício de melanossoma (B) no horizonte Cr2/S1 em P4. PPL

Os poros biológicos, formados principalmente pela decomposição de raízes ou pela escavação da estrutura do solo por organismos (Figura 4), são frequentemente associados ao fluxo de água em regimes saturados (WELBY, 1981; WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; LI et al., 1997).

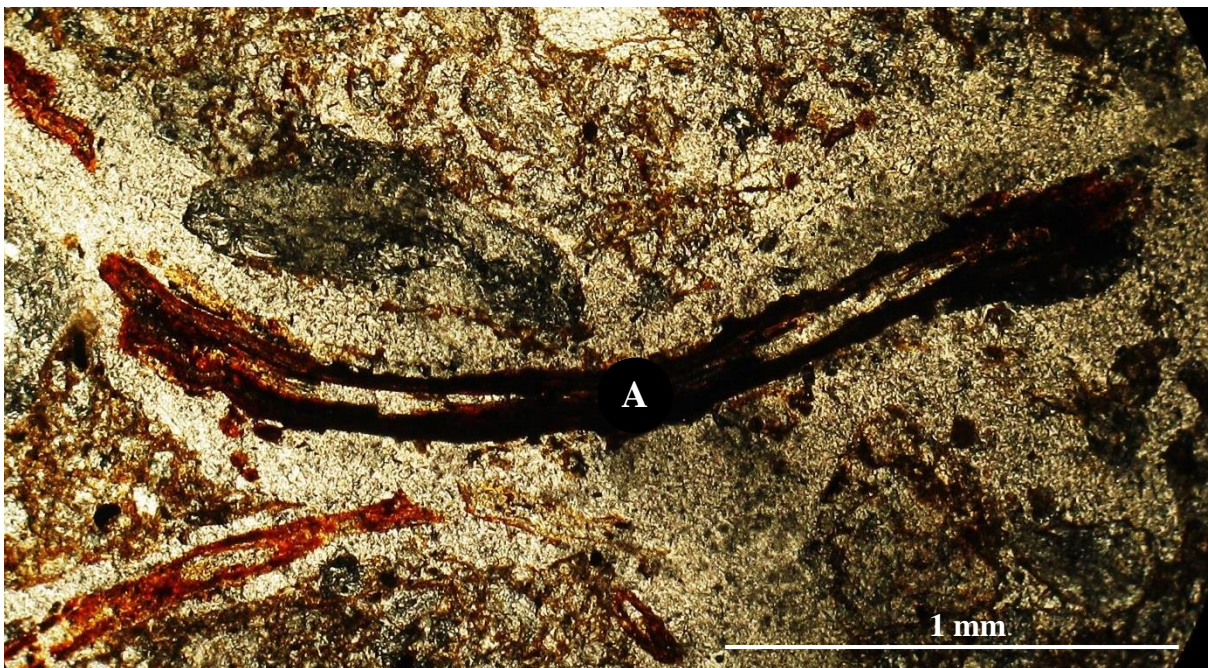


Figura 4 - Macroporos de origem biológica formado pela decomposição de raízes (A), no horizonte C3 de P8. PPL

Os poros planares inter-agregados observados nos horizontes pedogênicos de todos os perfis estudados (Figura 5), também podem contribuir para a condutividade hidráulica saturada do solo (CADY, 1951; VEPRASKAS et al., 1996; LI et al., 1997).

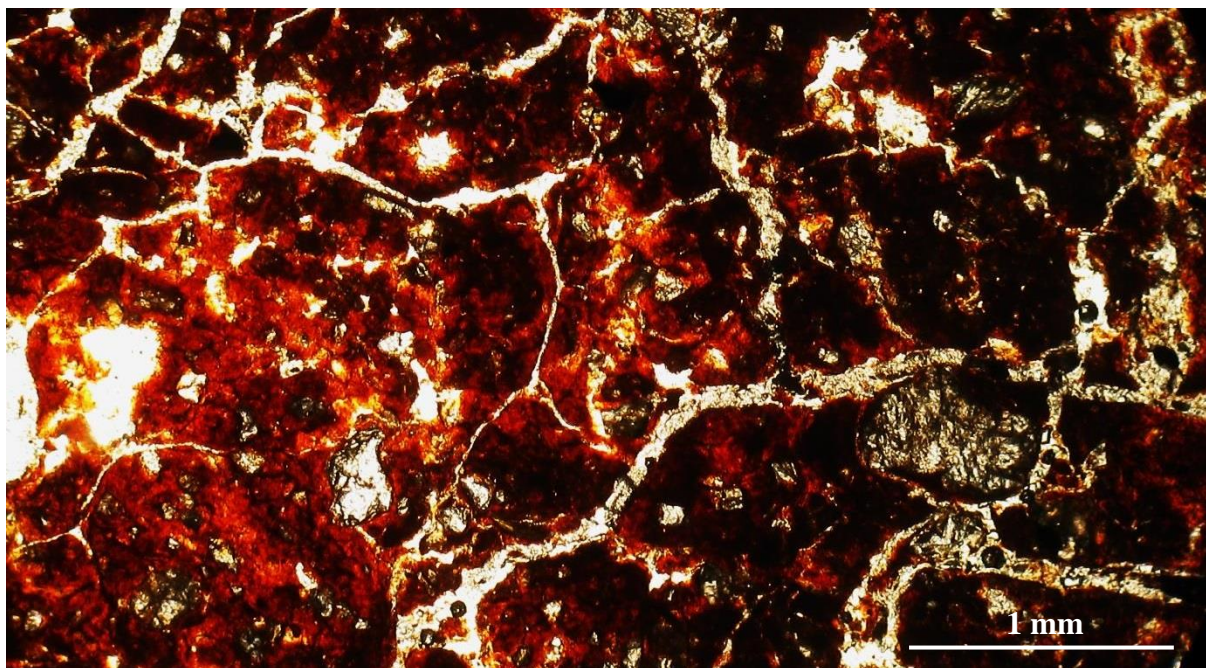


Figura 5 - Poros planares interagregados comunicantes na estrutura do horizonte Bt1 em P13. PPL

A macroporosidade nos horizontes saprolitogênicos diferencia-se da macroporosidade resultante da pedogênese. A porosidade nos saprolitos estudados está geralmente relacionada presença de xistosidade e/ou a sistemas de fraturas planares. Poros planares ou galerias foram encontrados restritamente em regiões onde a pedogênese avança sobre o domínio da saprolitogênese (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BORRELLI et al., 2014; PERRI et al., 2014).

A xistosidade deve-se a intemperização de resquílios de melanossomas. Trata-se de um atributo herdado da estrutura da rocha originária (CALVERT; BUOL; WEED, 1980; BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992). Os planos de foliação apresentam espessuras entre 0,1 a 1,0 cm e espaçamentos que variam com o grau de intemperização do horizonte.

A xistosidade está distribuída predominantemente na posição horizontal em todos os perfis derivados de gnaiss, com exceção de P6. Estudos demonstram que os planos de foliação implicam em elevados valores de condutividade hidráulica em regimes saturados,

independente da posição da xistosidade (SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990; SCHOENEGER et al., 1992; VEPRASKAS et al., 1996).

Fraturas planares estão distribuídas em toda estrutura do saprolito, especialmente em resquícios de leucossomas. Estes resquícios podem ser encontrados em todos os horizontes saprolíticos de P1, P2, P3, P4, P7, P8 e P12. As fraturas planares verticais parecem estar relacionadas ao alívio da pressão confinada a qual a rocha originária esteve submetida durante a petrogênese (SCHOENEGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995; LE PERA; SORRISO-VALVO, 2000; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

Fraturas distribuídas em outras direções devem seguir os planos preferenciais de fraturas na estrutura em intemperização (STOLT; BAKER; SIMPSON, 1991; MURPHY et al., 1998; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002).

Poros comunicantes estão presentes no saprolitos em três condições específicas: (1) em resquícios de leucossomas, como observado em P1, P2, P3, P4, P6, P7, P8 e P12; (2) entre as estruturas granulares ou porfíricas em processo de esfoliação ou arenização, como observado em P5, P9, P10, P11 e P13 ou (3) em sistemas de fraturas distribuídos indiscriminadamente em todos os perfis estudados. A descrição dos sistemas de fraturas nos horizontes saprolíticos está representada na Tabela 2.

A existência de interconexão entre poros no saprolito implica em fortes fluxos de água em regimes saturados, o que pode resultar em maiores taxas de transporte de colóides e de erosão subsuperficial (GEORGE, 1992; SCHOLTEN, 1997; MCKAY et al., 2005). A maioria das fissuras dos saprolitos dos treze perfis apresentam revestimento ou preenchimento por argilominerais e óxidos (Tabela 2).

Os preenchimentos e revestimentos correspondem a grande parte da fração argila constituinte dos horizontes saprolíticos mais preservados. Este fato torna-se ainda mais evidente nos saprolitos derivados de granitos, como pode ser observado em P4 e P13. Historicamente, estudos têm relatado que os horizontes saprolitogênicos são menos reativos quimicamente em comparação aos horizontes pedogênicos (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005; BÉTARD, 2012; HEWAWASAM et al., 2013).

No entanto, outros estudos têm demonstrado que fissuras revestidas por argila e óxidos exercem grande influência sobre a troca de elementos em subsuperfície, além da retenção de contaminantes ou poluentes inorgânicos e orgânicos carregados nas porções mais profundas do regolito (WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; MCVAY et al., 2004; BUSS et al., 2010).

Tabela 2 - Avaliação da potencialidade do sistema solo-saprolito

(continua)

Horizonte	Raízes		Teste [Pá reta ⁽³⁾]	Tipo de Contato	Fratura (cm)			Rev. ⁽⁷⁾	Pre. ⁽⁸⁾
	DRM ⁽¹⁾ (g kg ⁻¹)	Anotação campo ⁽²⁾			Larg. ⁽⁴⁾	Comp. ⁽⁵⁾	Espa. ⁽⁶⁾		
Perfil 1 – Zona da mata									
Ap	4	Muitas	Moderado	Sem contato				-	
A2	3	Muitas	Moderado	Sem contato				-	
Bt	3	Comuns	Moderado	Sem contato				-	
C	1	Poucas	Alta	Litóide	0,1 H	4,0 H	1,0 H	Comuns	Comuns
Cr1/SC	< 1	Poucas	Alta	Lítico	0,1 H	4,0 H	0,3 H	Comuns	Comuns
Cr2/SR	0	Ausente	Muito alta	-	0,1 H	2,0 H	4,0 H	Ausente	Ausente
Perfil 2 – Zona da mata									
Ap	2	Muitas	Moderada	Sem contato				-	
Bt	< 1	Comuns	Moderada	Litóide				-	
Cr1/S	0	Raras	Alta	Litóide	0,1 H	6,0 H	0,5 H	Comuns	Comuns
Cr2/SR1	0	Raras	Muito alta	Litóide		Ausente		Comuns	Ausente
Cr3/SR2	0	Ausente	Muito alta	-		Ausente		Ausente	Ausente
Perfil 3 – Zona da mata									
A	5	Muitas	Moderada	Sem contato				-	
Bi	2	Poucas	Moderada	Sem contato				-	
Cr1/SC	< 1	Poucas	Alta	Lítico	0,1 H	5,0 H	4,0 V	Comuns	Comuns
Cr2/S	< 1	Raras	Muito alta	Lítico	0,1 V	7,0 V	3,0 V	Comuns	Comuns
Cr3/SR	< 1	Raras	Muito alta	-		Ausente		Ausente	Ausente
Perfil 4 – Zona da mata									
Ap	8	Muitas	Moderada	Sem contato				-	
Bi	< 1	Comuns	Moderada	Litóide				-	
Cr1/SC	< 1	Raras	Moderada	Litóide	0,1 H	10,0 H	0,5 H	Poucos	Comuns
Cr2/S1	0	Ausente	Alta	Lítico	0,1 H	2,0 H	0,5 H	Comuns	Comuns
Cr3/S2	0	Ausente	Alta	-		Ausente		Ausente	Ausente
Perfil 5 – Agreste									
A	5	Muitas	Baixa	Sem contato				-	
AC	3	Muitas	Baixa	Sem contato				-	
C1	3	Muitas	Baixa	Sem contato				-	
C2	1	Muitas	Baixa	Sem contato				-	
C3	1	Muitas	Baixa	Sem contato				-	
Cr1/Cr	< 1	Poucas	Moderada	Sem contato		Ausente		Ausente	Ausente
Cr2/CS	< 1	Raras	Moderada	-		Ausente		Ausente	Ausente
Perfil 6 – Agreste									
A	4	Muitas	Baixa	Sem contato				-	
AC	2	Poucas	Baixa	Sem contato				-	
C1	1	Poucas	Baixa	Sem contato				-	
C2	< 1	Raras	Baixa	Sem contato				-	
C3	< 1	Raras	Baixa	Litóide				-	
Cr/CS	< 1	Raras	Alta	-		Ausente		Ausente	Ausente
Perfil 7 – Agreste									
Ap	5	Muitas	Moderada	Sem contato				-	
2Btn	4	Comuns	Alta	Sem contato				-	
2Cn	4	Comuns	Alta	Lítico				-	
2Crn1/Sn1	< 1	Raras	Muito alta	Litóide	0,1 V	1,5 V	3,0 H	Comuns	Poucos
2Crn2/Sn2	0	Raras	Muito alta	-		Ausente		Ausente	Comuns

Tabela 2 - Avaliação da potencialidade do sistema solo-saprolito

(conclusão)

Horizonte	Raízes		Teste [Pá reta ⁽³⁾]	Tipo de Contato	Fratura (cm)			Rev. ⁽⁷⁾	Pre. ⁽⁸⁾
	DRM ⁽¹⁾ (g kg ⁻¹)	Anotação campo ⁽²⁾			Larg. ⁽⁴⁾	Comp. ⁽⁵⁾	Espa. ⁽⁶⁾		
Perfil 8 – Agreste									
Ap	5	Muitas	Baixa	Sem contato					
AC	2	Muitas	Baixa	Sem contato					
CA	2	Muitas	Baixa	Sem contato					
C1	2	Comuns	Baixa	Sem contato					
C2	2	Comuns	Baixa	Sem contato					
C3	1	Comuns	Baixa	Litóide					
Cr1/SC1	0	Poucas	Muito alta	Lítico	1,0 H	30,0 V	6,0 H	Poucos	Poucos
Cr2/SC2	0	Raras	Muito alta	Lítico	1,0 H	12,0 V	6,0 H	Poucos	Poucos
Cr3/S	0	Raras	Muito alta	-	0,2 H	29,0 V	5,0 H	Poucos	Poucos
Perfil 9 – Sertão									
Ap	4	Muitas	Moderada	Sem contato					
Bi	2	Poucas	Moderada	Lítico					
Cr1/SR	< 1	Raras	Muito alta	Lítico	0,3 H	12,0 H	6,0 H	Comuns	Poucos
Cr2/RS	< 1	Raras	Muito alta	-	0,5 H	13,0 H	10,0 H	Poucos	Poucos
Perfil 10 – Sertão									
Ap	3	Comuns	Moderada	Litóide					
Cr1/S	1	Poucas	Alta	Lítico		Ausente		Comuns	Comuns
Cr2/SR	< 1	Raras	Muito alta	Lítico	-	6,0 D	1,0 D	Comuns	Comuns
Cr3/RS	< 1	Raras	Muito alta	-	-	7,0 D	3,0 D	Poucos	Poucos
Perfil 11 – Sertão									
A	4	Muitas	Baixa	Sem contato					
Bt1	2	Comuns	Baixa	Sem contato					
Bt2	2	Comuns	Baixa	Sem contato					
BC	2	Comuns	Baixa	Sem contato					
Cr/CS	2	Comuns	Moderada	Lítico		Ausente		Comuns	Comuns
R/RS	< 1	Raras	Muita alta	-		Ausente		Ausente	Ausente
Perfil 12 – Sertão									
A	6	Muitas	Moderada	Sem contato					
2Bt	4	Muitas	Moderada	Litóide					
2BC	2	Poucas	Alta	Lítico					
2Cr1/CS	2	Poucas	Muito alta	Lítico	0,1 H	5,0 V	5,0 V	Comuns	Comuns
2Cr2/SC	1	Poucas	Muito alta	-	0,1 H	3,0 V	4,0 V	Poucos	Poucos
Perfil 13 – Sertão									
A	5	Comuns	Baixa	Sem contato					
AC	3	Comuns	Baixa	Sem contato					
C1	2	Comuns	Baixa	Sem contato					
C2	2	Poucas	Baixa	Litóide					
Crn1/Crn	1	Poucas	Moderada	Litóide		Ausente		Ausente	Ausente
Crn2/CSn	1	Poucas	Moderada	-		Ausente		Ausente	Ausente

⁽¹⁾ Densidade radicular por massa por método experimental; ⁽²⁾ Segundo Santos et al., (2005); ⁽³⁾ Máxima força humana possivelmente aplicável segundo Soil Survey Staf, (1999); ⁽⁴⁾ Largura modal das fraturas; ⁽⁵⁾ Comprimento modal das fraturas; ⁽⁶⁾ Espaçamento modal das fraturas; ⁽⁷⁾ Revestimento de fraturas; ⁽⁸⁾ Preenchimento de fraturas; (H) Posição horizontal ; (V) Posição vertical ; (D) Posição diagonal.

Poros planares, canais e fraturas com espessuras variando de 3 a 60 mm apresentam preenchimentos do tipo denso completo, denso incompleto, solto contínuo e solto descontínuo. Preenchimentos estão presentes no solo e no saprolito de todos os perfis, exceto em P5, P6 e P13 onde o processo de arenização parece ter contribuído para o não desenvolvimento desta feição (SEQUEIRA BRAGA et al., 1989, 1990; BEGONHA; SEQUEIRA BRAGA, 2002; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002).

Os horizontes superficiais de P1, P2, P3, P4, e P12 apresentam canais com preenchimentos do tipo solto contínuo e solto descontínuo. Estes preenchimentos são constituídos geralmente por fragmentos orgânicos e estão relacionados à atividade biológica. O preenchimento do tipo “solto” apresenta decremento com a profundidade. Os horizontes B e os horizontes saprolíticos apresentam majoritariamente preenchimentos do tipo denso completo e denso incompleto. Entretanto, não se pode afirmar se todos os preenchimentos ocorrentes nos horizontes saprolíticos são resultantes de argiluviação.

A dissolução dos minerais mais facilmente intemperizados implicou na formação generalizada de poros de empacotamento “Complex packing voids” (Figura 6), durante o processo de arenização da estrutura de P5, P6, P8 e P13. Quando presentes na estrutura arenizada mais compacta de horizontes saprolítico, estes os poros contribuem para a conservação da água na subsuperfície após o regime saturado (WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002; BORRELLI et al., 2014).

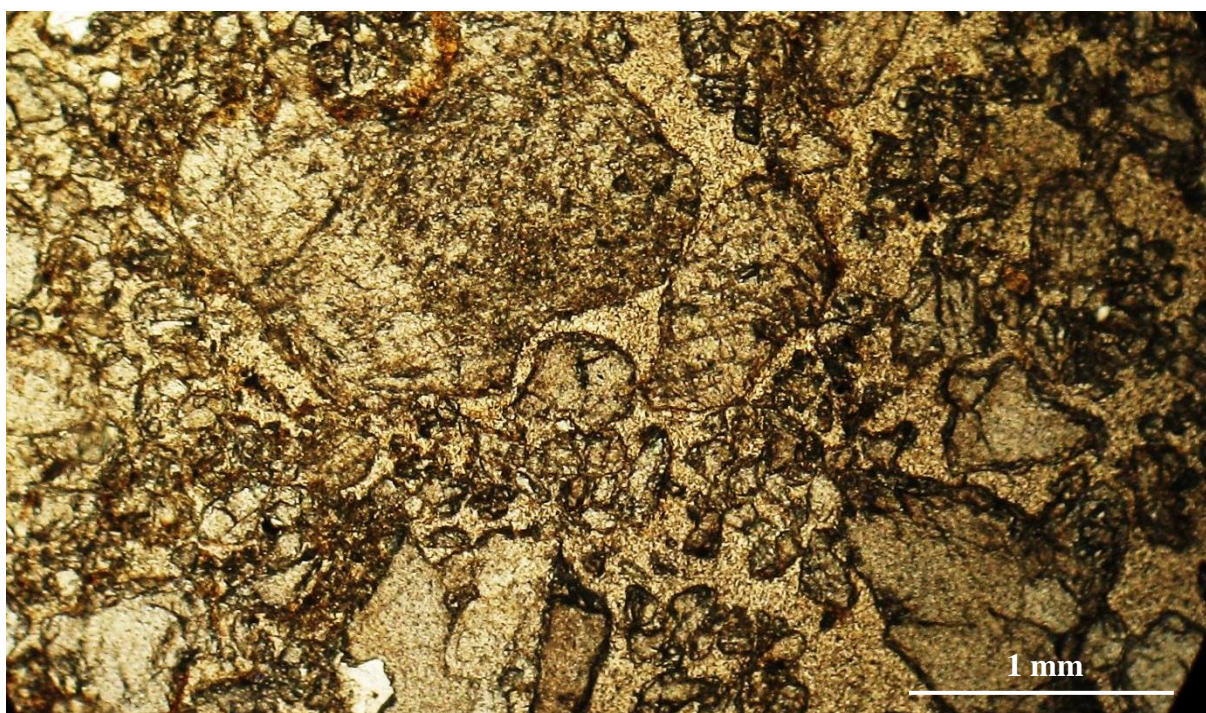


Figura 6 - Poros de empacotamento “Complex packing voids” na estrutura arenizada do horizonte C2 em P5. PPL

A conservação da umidade na estrutura arenizada do perfil durante o regime não saturado parece implicar em taxas de dissolução mineralógicas verticalmente mais uniformes e menos dependentes de fortes fluxos de água.

A dissolução das micas resultou na formação de xistosidade nos resquícios de melanossomas e o alívio da pressão confinada ocasionou o fraturamento de resquícios de leucossomas, em P1, P2, P3, P4, P7 e P13. A xistosidade melanossomática e os sistemas de fraturas leucossomático foram descritos por Schoeneberger e Amoozegar (1990), Schoeneberger et al. (1992) e Schoeneberger, Amoozegar e Buol (1995) como vias preferenciais para fluxos saturados em saprolitos derivados de gnaisses.

A dissolução mineralógica implicou no decremento da densidade da estrutura e no incremento da porosidade total dos horizontes com a diminuição da profundidade em todos os perfis. Este fato é ainda mais expressivo nos perfis derivados de gnaisses. A estrutura gnáissica colabora para maiores taxas de dissolução de minerais em comparação a rochas ígneas granulares com composição mineralógica semelhante (BORRELLI et al., 2012, 2014; PERRI et al., 2014).

Os resultados relacionados à influência da porosidade dos perfis sobre a dinâmica da água ratificam as conclusões de diversos estudos semelhantes (WELBY, 1981; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR, 1990; VEPRASKAS et al., 1991, 1996; SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995) e levam a inferir que: (1) o fluxo da água em regimes saturados nos horizontes pedogenéticos ocorre predominantemente através macroporos do tipo canais e planares interconectados; (2) o fluxo da água em regimes saturados nos horizontes saprolitogênicos ocorre predominantemente através de planos de foliação e fraturas planares e (3) o saprolito possui um papel tão importante quanto o do solo quanto ao controle da dinâmica da água no regolito.

5.3.2 Implicações sobre a retenção e transporte de nutrientes

A porosidade dos saprolitos possui grande influência sobre a dinâmica da água na região subsuperficial dos perfis estudados e, quando associada a alguns atributos morfológicos e geoquímicos, pode contribuir para a dinâmica de elementos em profundidade (VEPRASKAS et al., 1991; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; BUSS et al., 2010). O estudo micromorfológico associado aos resultados obtidos para alguns atributos físicos (Tabela 1) e químicos (Tabela 3) levam a inferir que papel do saprolito sobre a dinâmica de elementos em subsuperfície tem sido historicamente subestimado.

Tabela 3 - Atributos químicos dos perfis estudados

Horizonte	(continua)														
	pH (1:2,5)			mmol _c kg ⁻¹						P	COT ⁽¹⁾	V ⁽²⁾	m ⁽³⁾	PST ⁽⁴⁾	
	H ₂ O	KCl	ΔpH	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Na ⁺	Al ⁺³	H+Al						T
P1 – Zona da mata															
Ap	4,8	4,3	-0,5	47	6	2,7	1,6	2	6,9	64	31	24,6	90	3	3
A2	5,7	4,8	-0,9	57	10	0,8	2,3	1	3,9	74	3	16,0	95	1	3
Bt	5,8	4,5	-1,3	58	13	0,8	2,6	1	2,8	77	3	6,4	97	1	3
C	6,3	4,5	-1,8	30	10	0,8	2,0	1	1,2	44	3	1,0	97	2	5
Cr1/SC	6,3	3,9	-2,4	70	23	1,1	3,1	4	0,9	98	1	<1	99	4	3
Cr2/SR	6,5	4,5	-2,0	39	18	1	2,9	2	1,1	62	11	<1	98	3	5
P2 – Zona da mata															
Ap	6,0	4,3	-1,7	30	27	0,8	1,2	2	21	80	2	19,5	74	3	2
Bt	7,3	4,3	-3,0	60	123	2,3	2,1	5	13	200	6	8,7	94	3	1
Cr1/S	7,6	4,4	-3,2	47	119	1,5	2,2	<1	9	179	68	<1	95	1	1
Cr2/SR1	8,3	5,5	-2,8	22	74	1,6	2,2	<1	9	109	588	<1	92	1	2
Cr3/SR2	8,0	5,2	-2,8	35	134	2,7	2,4	<1	8	182	67	<1	96	1	1
P3 – Zona da mata															
A	5,0	3,9	-1,1	14	10	1,6	0,8	6	43	69	8	19,4	38	19	1
Bi	4,9	3,7	-1,2	11	10	1,5	0,7	15	54	77	3	11,6	30	39	1
Cr1/SC	5,1	3,6	-1,5	17	22	1,0	1,2	21	45	86	1	8,5	48	34	1
Cr2/S	5,3	3,7	-1,6	11	15	0,9	1,1	14	23	51	2	7,5	55	33	2
Cr3/SR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P4 – Zona da mata															
Ap	6,2	4,7	-1,5	86	57	1,8	1,3	1	33	179	6	23,9	82	1	1
Bi	7,5	4,2	-3,3	158	131	2,4	2,4	<1	15	309	12	5,3	95	0	1
Cr1/SC	7,0	4,3	-2,7	71	56	1,1	2,7	<1	18	149	382	<1	88	1	2
Cr2/S1	8,6	6,3	-2,3	74	67	1,1	2,6	<1	8	153	747	<1	95	1	2
Cr3/SR	9,1	6,8	-2,3	80	81	1,2	2,4	<1	7	172	545	<1	96	1	1
P5 – Agreste															
A	5,6	5,1	-0,5	40	18	5,1	1,2	1	8	72	13	28,0	89	2	2
AC	5,8	5,3	-0,5	31	15	3,3	1,9	1	8	59	3	17,9	87	2	3
C1	6,1	5,7	-0,4	19	17	4,7	2,8	2	6	50	3	12,4	87	4	6
C2	6,3	5,1	-1,2	24	19	5,4	2,7	<1	13	64	9	3,0	80	2	4
C3	6,0	4,8	-1,2	29	19	8,5	2,3	<1	24	83	43	1,0	71	2	3
Cr1/Cr	6,4	4,4	-2,0	15	17	7,7	2,6	2	12	54	3	<1	78	5	5
Cr2/CS	6,5	4,6	-1,9	18	30	7,8	2,8	1	9	68	2	<1	86	2	4
P6 – Agreste															
A	6,1	5,3	-0,8	1,86	<1	<1	<1	0,1	1,8	4,9	6,0	9,1	58	2	1
AC	5,1	4,1	-1,0	<1	<1	<1	<1	0,3	2,2	3,3	1,2	3,4	38	18	0
C1	4,9	4,2	-0,7	<1	<1	<1	<1	0,5	2,3	4,0	1,3	3,1	29	24	0
C2	5,0	4,2	-0,8	<1	<1	<1	<1	0,6	1,5	4,1	2,4	2,9	27	31	1
C3	5,5	4,4	-1,1	<1	<1	<1	<1	0,2	1,1	1,6	1,0	1,4	86	9	3
Cr/CS	5,9	4,8	-1,1	<1	<1	<1	<1	0,1	0,3	1,3	1,0	<1	97	2	3
P7 – Agreste															
Ap	5,6	4,3	-1,3	32	26	4,2	2,2	<1	8	72	30	7,0	89	2	3
2Btn	5,8	4,2	-1,6	34	81	3,7	26,5	<1	7	152	17	4,6	96	1	17
2Cn	7,0	6,7	-0,3	70	81	3,9	42	<1	9	206	7	4,6	96	1	20
2Cn1/Sn1	9,0	7,2	-1,8	231	104	5,7	84,9	<1	8	434	45	2,3	98	0	20
2Cn2/Sn2	8,3	7,2	-1,1	59	34	1,9	31,8	<1	8	135	1059	<1	94	1	24

Tabela 3 - Atributos químicos dos perfis estudados

Horizonte												(conclusão)			
	pH (1:2,5)			mmol _c kg ⁻¹							P	COT ⁽¹⁾	V ⁽²⁾	m ⁽³⁾	PST ⁽⁴⁾
	H ₂ O	KCl	ΔpH	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Na ⁺	Al ⁺³	H+Al	T	(mg kg ⁻¹)	(g kg ⁻¹)	(%)	(%)	(%)
P8 – Agreste															
Ap	6,2	5,7	-0,5	15	8	2,1	0,3	<1	10	35	10	9,0	73	4	1
AC	5,4	4,3	-1,1	4	3	1,3	0,3	2	14	23	3	3,0	37	19	1
CA	5,2	4,0	-1,2	3	2	1,3	0,4	5	10	17	2	3,0	39	43	2
C1	4,8	4,0	-0,8	2	1	0,7	0,4	8	24	28	1	3,0	15	66	1
C2	4,9	3,9	-1,0	3	1	0,7	0,6	10	26	31	1	1,0	17	65	2
C3	4,6	3,9	-0,7	3	1	0,9	0,9	12	34	40	2	<1	15	67	2
Cr1/SC1	5,0	4,1	-0,9	6	3	1,0	1,3	8	22	33	1	<1	34	41	4
Cr2/SC2	4,9	3,9	-1,0	5	10	1,6	1,1	7	22	40	1	<1	44	28	3
Cr3/S	5,0	4,1	-0,9	5	5	0,8	1,1	8	9	21	1	<1	57	40	5
P9 – Sertão															
Ap	6,6	5,1	-1,5	41	19	6,1	<1	<1	25	91	6	11,4	73	1	0
Bi	6,2	4,9	-1,3	32	9	1,6	0,4	1	27	70	4	7,7	61	2	1
Cr1/SR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr2/RS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P10 – Sertão															
Ap	5,8	4,8	-1,0	28	10	5,4	0,4	1	24	68	85	12,7	65	2	1
Cr1/S	6,1	4,8	-1,3	20	9	0,8	<1	1	18	48	23	4,3	63	3	0
Cr2/SR	5,8	4,4	-1,4	18	12	0,6	<1	1	17	48	24	2,1	64	3	0
Cr3/RS	5,9	4,1	-1,8	16	14	0,7	<1	1	17	48	41	1	65	3	0
P11 – Sertão															
A	5,1	4,2	-0,9	21	9	4,0	0,5	1	17	52	9	12,4	67	3	1
Bt1	5,1	3,7	-1,4	12	3	1,6	<1	12	27	44	4	7,3	38	42	0
Bt2	5,1	3,9	-1,2	12	2	1,2	<1	9	23	38	5	6,5	40	37	1
BC	5,1	4,0	-1,1	11	2	1,2	<1	6	20	34	4	3,7	42	30	1
Cr/CS	5,4	4,2	-1,2	13	5	1,6	1,0	2	19	40	2	2,6	52	9	3
R/RS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P12 – Sertão															
A	5,7	4,8	-0,9	62	36	2,7	0,5	1	24	125	7	9,3	81	1	0
2Bt	5,8	4,3	-1,5	122	117	2,3	4,7	1	24	270	1	5,4	91	0	2
2BC	5,9	4,5	-1,4	156	163	2,3	10,7	1	18	350	46	3,8	95	0	3
2Cr1/CS	6,3	5,1	-1,2	145	148	1,3	9,5	<1	<10	313	403	2,3	97	0	3
2Cr2/SC	7,0	5,0	-2,0	177	221	1,6	13,5	<1	<10	422	388	1,8	98	0	3
P13 – Sertão															
A	5,6	4,5	-1,1	1	<1	<1	<1	2,6	<1	1,8	4,3	3,2	59	2	1
AC	4,9	3,8	-1,1	1	<1	<1	<1	1,4	<1	2,2	3,6	1,2	39	26	0
C1	4,5	3,8	-0,7	1	<1	<1	<1	1,4	<1	2,3	3,7	1,1	39	32	0
C2	4,6	3,8	-0,8	1	<1	<1	<1	1,6	<1	1,5	3,1	<1	51	23	2
Crn1/Crn	5,0	3,9	-1,1	1	<1	<1	<1	<1	1,8	<1	1,1	2,8	<1	63	12
Crn2/CSn	6,3	4,7	-1,6	1	<1	<1	<1	<1	2,0	<1	0,3	2,3	<1	86	2

⁽¹⁾ Carbono orgânico total; ⁽²⁾ Saturação por base; ⁽³⁾ Saturação por alumínio; ⁽⁴⁾ Percentual de sódio trocável.

A micromorfologia de alguns saprolitos estudados exibe sistemas de fraturas com revestimentos e irregularidades superficiais bastante semelhantes a feições comumente descritas na literatura como fontes para a retenção e para o transporte de elementos na subsuperfície de regolitos (ISLAM et al., 2002; DRIESE; MCKAY, 2004; MCVAY et al., 2004; BUSS et al., 2010; TAYLOR et al., 2010; BRAUN et al., 2012; NDJIGUI et al., 2013; YUSOFF; NGWENYA; PARSONS, 2013). No ponto de vista agrícola e ambiental, estes revestimentos em horizontes saprolíticos tornam-se ainda mais importantes quando associados a raízes, fato que pode ser observado em todos os perfis estudados (Tabela 2).

A CTC dos horizontes saprolíticos pouco se diferenciaram dos valores obtidos nos horizontes dos solos (Tabela 3). Na maioria dos sistemas solo-saprolitos estudados, os valores da CTC de um ou mais horizonte saprolítico foi superior aos valores encontrados no solo, como pode ser observado em P1, P2, P3, P5, P7, P8 e P12.

Os relativos maiores valores de CTC nos horizontes saprolíticos refletem a potencialidade agrícola e ambiental destes saprolitos. Fato confirmado pelos valores da saturação por base e do PST em profundidade. Apesar de apresentar elevada condutividade hidráulica saturada, a existência de elementos mais móveis no complexo de troca dos saprolitos pode ser consequência da existência de um grande aporte destes elementos devido à dissolução de plagioclásios, anfibólios, piroxênios e biotita (BUOL; WEED, 1991; STOLT; BAKER; SIMPSON, 1992; MCVAY et al., 2004; ZIEGLER et al., 2005).

Os horizontes saprolíticos apresentam minerais mais susceptíveis a intemperização em estágios ainda incipientes de dissolução (Tabela 4). O maior conteúdo de Na, K, Ca e Mg na estrutura ainda pouco intemperizada dos minerais e a elevada condutividade hidráulica das fraturas trans e intercristalinas pode está contribuindo para o constante aporte de bases nas regiões mais profundas dos perfis (ANAND et al., 1985; REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; KRETZSCHMAR et al., 1997; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; SEQUEIRA BRAGA; PAQUET; BEGONHA, 2002).

Os teores de silício presentes na Tabela 5 representam as formas menos cristalinas deste elemento. Observa-se que as formas menos cristalinas do silício são mais abundantes nos horizontes dos saprolitos, fenômeno confirmado pelos valores da relação Si_o/Si_d . Este fato sugere a existência de incipientes estágios de formação de minerais cristalinos secundários em subsuperfície. A alteração da estrutura incipientemente alterada de minerais primários ajuda a explicar o aporte de elementos para o complexo de troca dos saprolitos (BUOL; WEED, 1991; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BÉTARD, 2012).

Tabela 4 - Constituintes minerais das frações cascalho, areia, silte e argila

(continua)

Horizonte	Cascalho (20-2mm)	Areia		Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)
		Grossa: 2-0,2mm	Fina: 0,2-0,05mm		
Perfil 1 – Zona da mata					
Ap	Q P O M B	Q P ^(T) PK O M ^(T)	Q PK ^(T) O M ^(T)	Q F M	I K Q
A2	-	-	-	-	-
Bt	Q P O M B	Q P PK O M	Q PK O M	Q F M	I K Q
C	-	-	-	-	-
Cr1/SC	-	-	-	-	-
Cr2/SR	Q P O M B	Q P PK O M B	Q PK O M B	Q F M	E I K Q
Perfil 2 – Zona da mata					
Ap	Q P O M B	Q P PK O M ^(T)	Q P ^(T) PK O	Q F	E K
Bt	Q P O M B	Q P PK O M ^(T)	Q P PK O M ^(T)	Q F	E I K
Cr1/S	-	-	-	-	-
Cr2/SR1	-	-	-	-	-
Cr3/SR2	Q P O M B	Q ^(T) P O M B	Q P PK O M B	Q F M	E I
Perfil 3 – Zona da mata					
A	Q P O M B	Q P ^(T) PK O M ^(T)	Q PK ^(T) O	Q F	K
Bi	Q P O M B	Q P PK O M B	Q P PK O	Q F	K
Cr1/SC	-	-	-	-	-
Cr2/S	-	-	-	-	-
Cr3/SR	Q P O M B	Q P PK ^(T) O M B	Q PK M ^(T) B	Q F M	K
Perfil 4 – Zona da mata					
Ap	Q P O M B	Q P PK O M ^(T)	Q PK ^(T) O	Q F M	E I K
Bi	Q P O M B	Q P PK O M B	Q P PK O	Q F M	E I K
Cr1/SC	-	-	-	-	-
Cr2/S1	Q P O M B	Q P PK O M B	Q P PK M ^(T)	Q F M	E I
Cr3/S2	-	-	-	-	-
Perfil 5 – Agreste					
A	Q P O M	Q P PK O	Q P PK O M ^(T)	Q F M	I K Q
AC	-	-	-	-	-
C1	Q P O M	Q P PK O M ^(T)	Q P PK O M ^(T)	Q F M	I K Q
C2	-	-	-	-	-
C3	-	-	-	-	-
Cr1/Cr	Q P O M	Q P PK ^(T) O M	Q P PK O M ^(T)	Q F M	E I
Cr2/CS	Q P O M	Q P PK ^(T) O M	Q P PK O M ^(T)	Q F M	E I
Perfil 6 – Agreste					
A	Q P O ^(T) M ^(T)	Q P PK ^(T) O ^(T)	M Q P PK ^(T) O M	Q F M	K Q
AC	-	-	-	-	-
C1	-	-	-	-	-
C2	Q P O ^(T) M ^(T)	Q P PK ^(T) O ^(T)	M Q P PK ^(T) O M	Q F M	K Q
C3	-	-	-	-	-
Cr/CS	Q P O ^(T) M	Q P PK ^(T) O ^(T)	M Q P PK ^(T) O M	Q F M	K Q
Perfil 7 – Agreste					
Ap	Q P PK O M	Q P PK ^(T) O M ^(T)	Q P O M ^(T)	Q F	E I K Q
2Btn	Q P PK O M	Q P PK O M ^(T)	Q P O M ^(T)	Q F	E I K Q
2Cn	-	-	-	-	-
2Crn1/Sn1	-	-	-	-	-
2Crn2/Sn2	Q P PK M B	Q ^(T) P PK M B	Q ^(T) P M B	Q F M	E I K Q

Tabela 4 - Constituintes minerais das frações cascalho, areia, silte e argila

Horizonte	Cascalho (20-2mm)	Areia		Silte (0,05-0,002mm)	Argila (<0,002mm)	(conclusão)
		Grossa: 2-0,2mm	Fina: 0,2-0,05mm			
Perfil 8 – Agreste						
Ap	Q P O ^(T) M ^(T)	Q PK ^(T) O ^(T)	Q PK ^(T)	Q F M		K
AC	-	-	-	-		-
CA	-	-	-	-		-
C1	-	-	-	-		-
C2	Q P O ^(T) M ^(T)	Q PK ^(T) O ^(T)	Q PK ^(T)	Q F M		K
C3	-	-	-	-		-
Cr1/SC1	Q P O ^(T) M	Q P O ^(T) M ^(T)	Q P O ^(T) M	-		-
Cr2/SC2	Q P O ^(T) M	Q P O ^(T) M ^(T)	Q P O ^(T) M	Q F M		K
Cr3/S	-	-	-	-		-
Perfil 9 – Sertão						
Ap	Q P Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q F		K
Bi	Q P Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q F		K
Cr1/SR	-	-	-	-		-
Cr2/RS	Q P Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q F M		K
Perfil 10 – Sertão						
Ap	Q P Pi O ^(T)	Q P PK Pi O ^(T)	Q P PK Pi O ^(T)	Q F M		K
Cr1/S	-	-	-	-		-
Cr2/SR	Q P Pi O ^(T)	Q P PK Pi O ^(T)	Q P PK Pi O ^(T)	Q F M		K
Cr3/RS	Q P Pi O ^(T)	Q P PK Pi O ^(T)	Q P PK Pi O ^(T)	Q F M		K
Perfil 11 – Sertão						
A	Q ^(T) P Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q F		K
Bt1	-	-	-	-		-
Bt2	-	-	-	-		-
BC	Q ^(T) P Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q F		K
Cr/CS	Q ^(T) P Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q ^(T) P PK Pi O ^(T)	Q F		K
R/RS	-	-	-	-		-
Perfil 12 – Sertão						
A	Q P PK O M	Q P PK O M ^(T)	Q P O M ^(T)	Q F M		E I K Q
2Bt	Q P PK O M	Q P PK O M ^(T)	Q P O M ^(T)	Q F M		E I K Q
2BC	-	-	-	-		-
2Cr1/CS	-	-	-	-		-
2Cr2/SC	Q P PK O M	Q P PK O M	Q P O M B	Q F M		E I
Perfil 13 – Sertão						
A	Q P O M	Q P PK O	Q P PK O M ^(T)	Q F		K Q
AC	-	-	-	-		-
C1	Q P O M	Q P PK O M ^(T)	Q P PK O M ^(T)	Q F		K Q
C2	-	-	-	-		-
Crn1/Crn	-	-	-	-		-
Crn2/CSn	Q P O M	Q P PK ^(T) O M	Q P PK O M ^(T)	Q F		K Q

^(T) < 5%

Q = quartzo; P = plagioclásio; PK = plagioclásio caulinizado; Pi = piroxênio; O = ortoclásio; M = muscovita; B = biotita; F = feldspato indiscriminado; E = esmectita; I = ilita; K = caulinita.

A manutenção da sílica e das bases mais solúveis na solução do solo ou do saprolito contribui para a formação de esmectita diante do processo bissialitização. Este processo pode ser observado em horizontes de P1, P2, P4, P5, P7 e P12 (Tabela 4). O expressivo conteúdo de Na e K no complexo de troca e a presença de esmectita implicam no incremento relativo dos valores de ADA em horizontes superficiais e subsuperficiais (BRAUN et al., 2012; NDJIGUI et al., 2013; YUSOFF; NGWENYA; PARSONS, 2013).

O grau de flocculação da estrutura apresenta geralmente valores diretamente proporcionais à saturação por alumínio e inversamente proporcionais aos valores do PST e da ADA. Os altos valores de pH também estão associados aos elevados teores de bases na maioria dos perfis. Observa-se que, de forma geral, os valores de pH são inversamente proporcionais aos valores da saturação por alumínio tanto em superfície quanto em profundidade. Valores de pH próximos a 9 estão associados à conteúdos relativamente altos de sódio no complexo de troca de alguns horizontes de P2, P4 e P7 (WHITE et al., 2001; BRAUN et al., 2012; BÉTARD, 2012).

Os valores para o delta pH nos horizontes saprolíticos contribuem para inferirmos sobre a prevalência de cargas negativas nas regiões mais profundas dos perfis. Devido à concentração preferencial da argila na forma de precipitados que revestem e/ou preenchem os sistemas de fraturas do saprolito, pode-se inferir que a carga negativa e conseqüentemente que a CTC está distribuída, em profundidade, principalmente nos revestimento e/ou preenchimento sobre os planos fraturados dos horizontes saprolíticos.

Micromorfologicamente, os horizontes saprolíticos estudados podem ser separados em 4 grupos distintos quanto à porosidade e ao tipo de feições pedológicas: (1) horizontes xistosos, derivados da intemperização de resquícos de melanossomas; (2) horizontes leucofraturados, derivados de resquícos de leucossomas ou outros fragmentos quartzosos pouco intemperizados; (3) horizontes arenizados, resultantes do processo de arenização da estrutura do granito ou gnaiss e (4) horizontes pedo-semelhantes, provenientes do incipiente avanço da pedogênese sobre alguns saprolitos.

Os horizontes xistosos apresentam fraturas parcialmente obstruídas por revestimentos e preenchimentos constituídos de argilominerais e óxidos (Figura 7). A formação deste revestimento entre planos de xistosidade pode estar associada à deposição de minerais secundários provenientes da dissolução da assembleia mineralógica primária mais facilmente intemperizada, principalmente biotita. Os minerais facilmente intemperizáveis constituem majoritariamente estes horizontes (BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997; JOLICOEUR; ILDEFONSE; BOUCHARD, 2000).

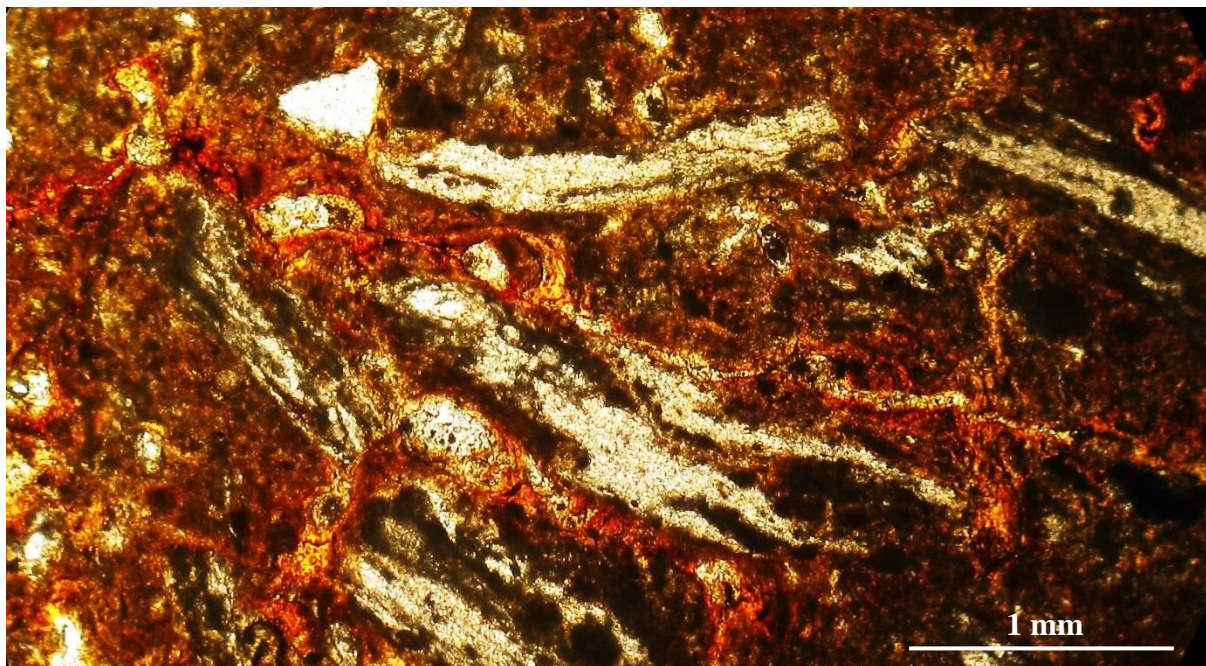


Figura 7 - Horizonte xistoso Cr1/S de P2, com fraturas parcialmente obstruídas por revestimentos e preenchimentos constituídos por argilominerais e óxidos. PPL

O transporte e a deposição de minerais secundários nos horizontes xistosos também devem estar relacionados ao rápido fluxo da água através dos planos de foliação e ao efeito da flutuação do nível da água sobre a estrutura quando presente na zona de vadosa (GEORGE, 1992; SCHOLTEN, 1997; MCKAY et al., 2005). A dinâmica da água entre os planos de xistosidade resulta na deposição de argila nas irregularidades das superfícies dos planos de foliação (MCVAY et al., 2004; PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007; TAYLOR et al., 2010).

Os planos de foliação mais desenvolvidos parecem exibir revestimentos mais espessos. Revestimentos mais espessos também parecem se concentrar ao longo de irregularidades que se estendem nas regiões mais internas dos poros. Este fato leva a inferir que projeções das paredes dos poros, provavelmente devido à corrosão diferencial da superfície basal das micas, tendem a produzir irregularidades ao longo dos planos de foliações, o que implicam em zonas de acúmulo preferencial de argila.

Os planos de foliação menos espessos apresentam maior presença de preenchimentos em relação a revestimentos. Os revestimentos, porém, parecem se concentrar próximos das extremidades, onde se observa incremento na espessura do poro devido a maior abertura das entrecamadas das micas (BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997). Os horizontes leuco-fraturados são constituídos por classes pouco intemperizadas de saprolitos de sienitos ou por resquícios de leucossoma. Nestes horizontes, observa-se desenvolvimento limitado de revestimento em fraturas planares com espessuras inferiores a 1mm.

A feição pedológica mais evidente são preenchimentos densos completos e incompletos (Figura 8). Esta observação ratifica os estudos realizados por Welby (1981), Schoeneberger, Amoozegar e Buol (1995) e Driese e McKay (2004) que relatam o domínio de revestimento em fraturas planares com espessuras superiores a 1mm.

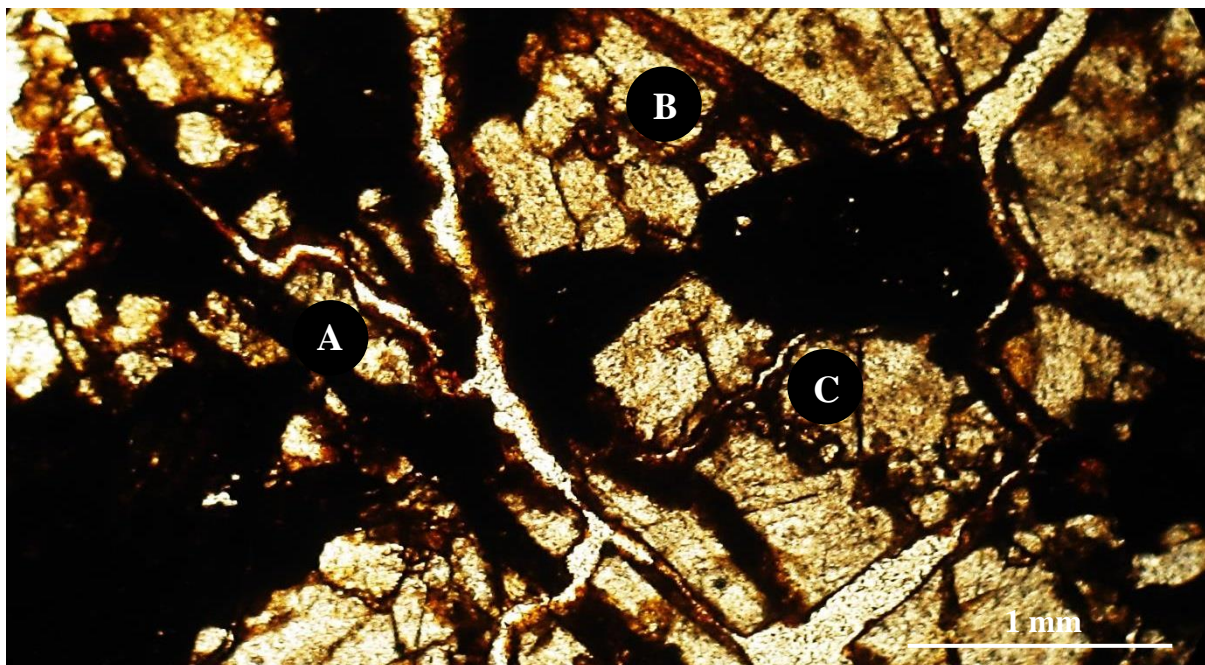


Figura 8 - Revestimentos (A), preenchimentos densos completos (B) e incompleto (C), no horizonte 2Crn1/Sn1 em P7. PPL

A existência da fração argila unicamente em revestimentos ou preenchimento de fraturas, leva a inferir que as paredes revestidas são zonas preferenciais para retenção e troca de nutrientes nos resquícios de leucossomas. A origem dos preenchimentos ou revestimentos argilosos e oxidados em uma secção composta majoritariamente por minerais félsicos pode ser atribuída ao transporte e posterior deposição do plasma secundário proveniente dos resquícios de melanossomas, principalmente os presentes nas posições superiores (REBERTUS; WEED; BUOL, 1986; WHITE et al., 2001; CERTINI et al., 2006).

Os horizontes arenizados são caracterizados principalmente por poros de empacotamento distribuídos de forma generalizada por toda estrutura arenizada e poucas fraturas planares distribuídas em regiões mais intemperizadas. Tratam-se de horizontes com pouca presença de preenchimentos ou revestimentos argilosos (LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001; BORRELLI et al., 2014; PERRI et al., 2014). Na estrutura arenizada predomina os preenchimentos do tipo solto contínuo e solto descontínuo (Figura 9), formados pelo despreendimento de fragmentos arenosos das paredes das fraturas.

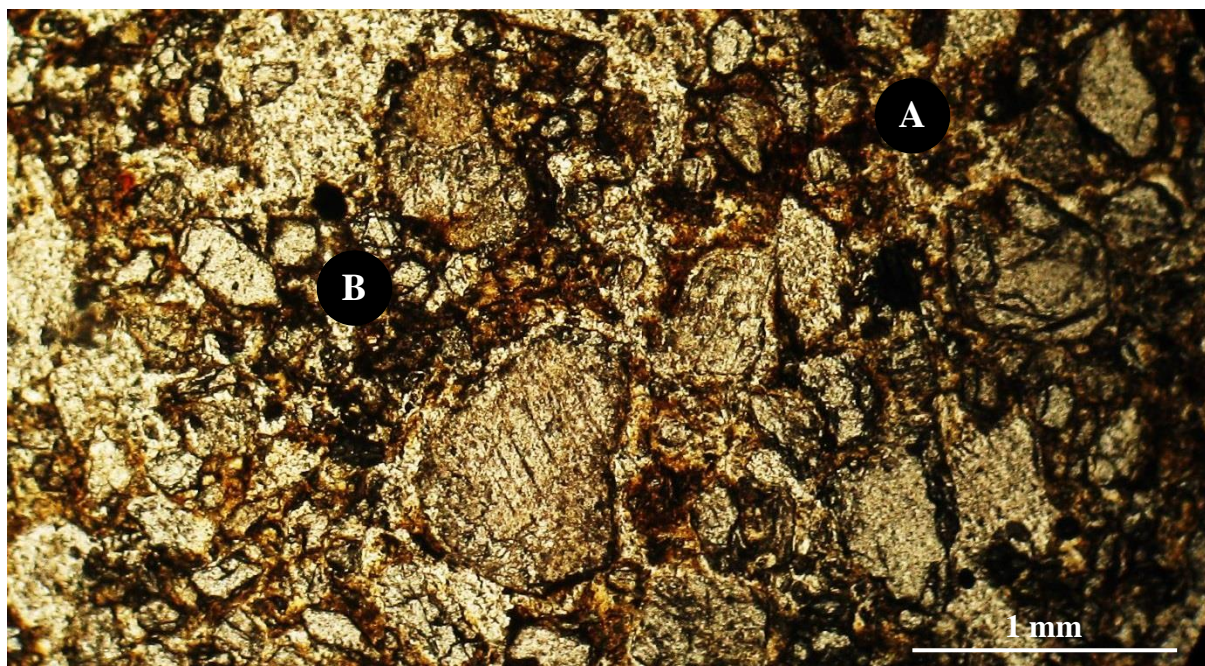


Figura 9 - Preenchimentos do tipo solto contínuo (A) e solto descontínuo (B), no horizonte arenizado C1 em P13. PPL

Os horizontes arenizados apresentam evidências de atividade biológica ao longo de toda a estrutura, principalmente raízes provenientes da vegetação hiperxerófila (Figura 10) e formigueiros. A presença de atividade biológica em subsuperfície pode ser atribuída à estrutura menos rígida destes saprolitos e demonstra a importância dos horizontes arenizados para a potencialidade de regolitos rasos no bioma da caatinga. A manutenção da umidade na porosidade da estrutura arenizada parece compensar a baixa CTC destes saprolitos.



Figura 10 - Raiz seccionada no horizonte saprolítico arenizado Cr/CS em P6. PPL

Os horizontes pedo-semelhantes são resultantes do incipiente avanço da pedogênese sobre o saprolito (Figura 11). Estes horizontes são caracterizados por poros do tipo planares inter-agregados, assim como canais e poros de empacotamento intra-agregados. Trata-se de um sistema de porosidade análogo aos encontrados nos solos sobrejacentes. O avanço da pedogênese sobre o saprolito parece estar constantemente associado à atividade biológica. A ação de organismos parece acelerar a transformação da estrutura isovolumétrica em estruturas pedo-semelhantes (BORRELLI et al., 2012, 2014; PERRI et al., 2014).

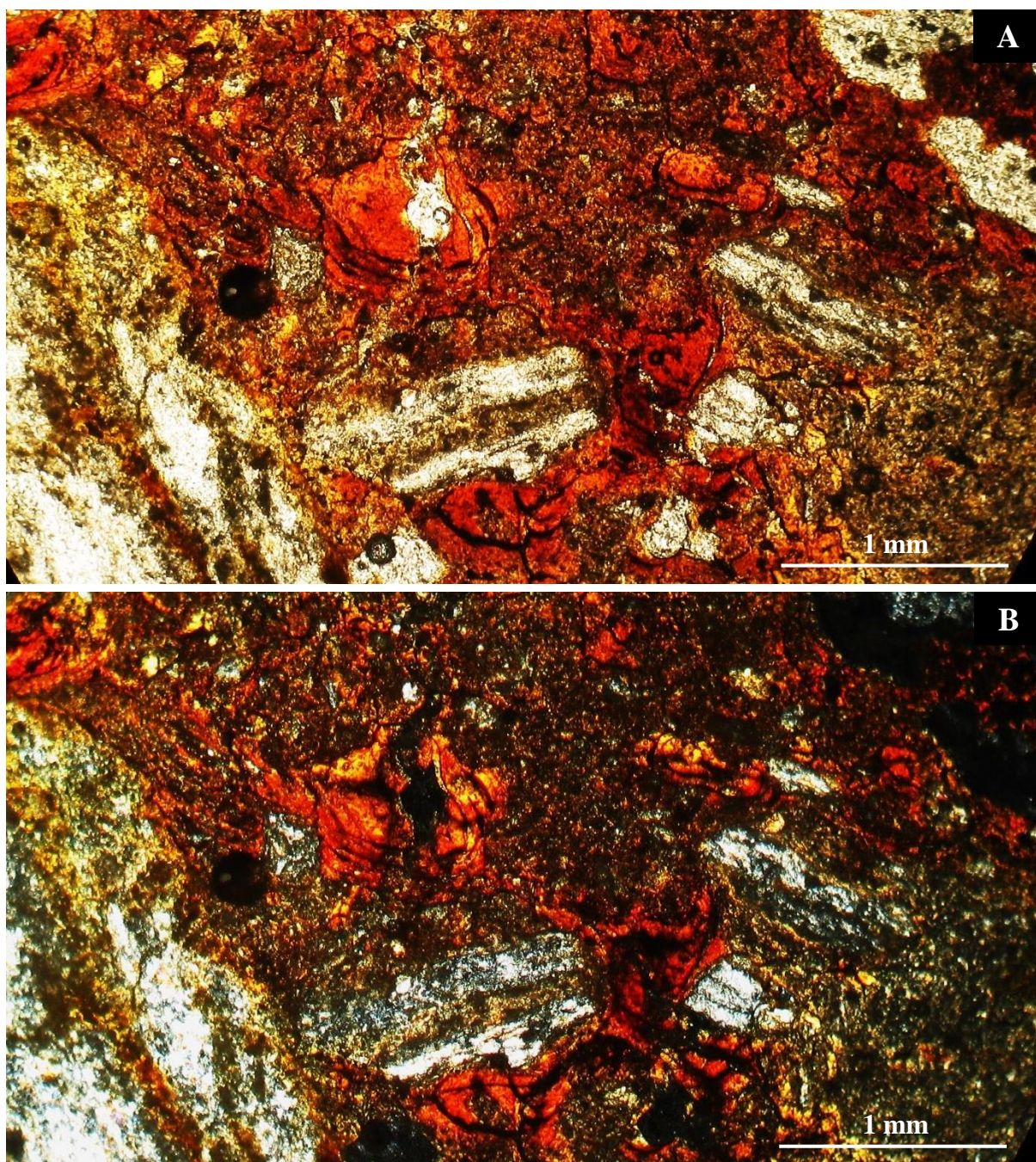


Figura 11 - A existência de forte birrefringência sob luz polarizada cruzada sugere a origem iluvial dos preenchimentos do horizonte saprolítico Cr1/S em P2. (A) PPL. (B) XPL

A quebra da isovolumetricidade é seguida da penetração da argila proveniente do horizonte superior sobre o novo sistema de porosidade. Como consequência, as fraturas e demais poros da estrutura recém-formada são completamente ocluídos pela argila proveniente dos horizontes pedogênicos subjacentes. Este processo foi descrito por Stolt, Baker e Simpson (1991) como formadores de horizontes saprolíticos representados pelo símbolo (Ct). A existência de forte birrefringência sob luz polarizada cruzada dá suporte a inferirmos sobre a origem eluvial destes preenchimentos (Figura 11).

Os resultados obtidos levam a inferir que os horizontes saprolíticos, independente da estrutura, apresentam um importante papel sobre a dinâmica de nutrientes em subsuperfície. Estes horizontes constituem uma região do regolito com moderado desenvolvimento de atividade biológica. A colonização dos saprolitos por pequenos organismos ou a sua exploração por sistemas radiculares mais adaptados torna-se ainda mais significativa em sistemas solo-saprolitos rasos característicos de regiões semiáridas.

A CTC dos saprolitos é quantitativamente análoga a dos solos subjacentes. Entretanto, a influência dos saprolitos sobre a retenção e troca de nutrientes parece estar restrita a revestimentos argilosos distribuídos ao longo das paredes de planos de xistosidades ou fraturas. Os revestimentos reativos tornam-se ainda mais importantes quando associados à presença de raízes, fato observado em vários tipos de estruturas de horizontes saprolíticos. A constatação da importante reatividade química dos saprolitos soma-se a sua influência sobre a dinâmica da água e permite inferir sobre a sua essencial implicação sobre o ecossistema circundante, em especial quando presentes abaixo de solos rasos no bioma da caatinga.

5.3.3 Implicações sobre a retenção e transporte de contaminantes ou poluentes

As expansões de áreas urbanas, de polos agrícolas e de polos industriais nas proximidades dos perfis estudados leva a inferir sobre as implicações de alguns atributos destes sistemas solo-saprolitos sobre o transporte e a retenção de possíveis contaminantes. A contaminação de águas subsuperficiais e o transporte ou retenção de contaminantes através de saprolitos cristalinos em condições análogas as observadas no Estado de Pernambuco têm sido historicamente relatadas em diversos artigos (OVERSTREET; YATES; GRIFFITTS, 1963; WILLIAMS ; VEPRASKAS, 1994; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; LI et al., 1997; ISLAM et al., 2002; DRIESE; MCKAY, 2004; MCVAY et al., 2004).

Evidências morfológicas sugerem que a maioria dos saprolitos estudados apresenta elevada condutividade hidráulica. Entretanto, no ponto de vista agroambiental, é interessante

que o movimento de contaminantes e poluentes orgânicos ou inorgânicos através da zona de vadosa do regolito ocorrerá lentamente e de forma uniforme (SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; SCHOENEGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995).

O lento carreamento pela água implica na neutralização, fixação ou atenuação do contaminante ou poluente por processos de caráter químicos, físicos e biológicos (KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; DRIESE; MCKAY, 2004; BUSS et al., 2010). Pode-se então inferir que os macroporos dos saprolitos estudados atuam como vias preferenciais para o fluxo da água durante regimes saturados e podem contribuir para o indesejado transporte de possíveis contaminantes ou poluentes para corpos d'água naturais (DRIESE; MCKAY, 2004; MCVAY et al., 2004; TAYLOR et al., 2010).

As fraturas pouco onduladas e isentas de revestimento ou preenchimentos atuam como vias preferenciais e tendem a promover fluxos de água ainda mais elevados (WELBY, 1981; VEPRASKAS et al., 1991; WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994). No entanto, a presença de poros revestidos e/ou preenchidos por constituintes minerais ou orgânicos podem contribuir para a mitigação do transporte de contaminantes ou poluentes através do regolito.

5.3.3.1 Influência de feições texturais sobre o transporte de contaminantes ou poluentes

A descrição das feições texturais presentes nos perfis não arenizados, respaldada por conclusões relatadas em estudos similares (MILNES; BOURMAN; NORTHCOLE, 1985; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; BUTT; LINTERN; ANAND, 2000; BRAND; BUTT, 2001; DRIESE; MCKAY, 2004; MCVAY et al., 2004; PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007; TAYLOR et al., 2010), dão suporte para que se possa inferir que poros com preenchimentos ou revestimentos constituídos por argilominerais e óxidos secundários podem atenuar o fluxo da água e o consequente transporte de contaminantes ou poluentes através dos sistemas solo-saprolitos estudados.

Pesquisas sobre a dinâmica de colóides na subsuperfície de regolitos respaldam os resultados geoquímicos, mineralógicos e micromorfológicos aqui descritos e levam a inferir que as constituições mineralógicas de revestimentos e preenchimentos nos sistemas de fraturas dos saprolitos também podem contribuir para a retenção de possíveis contaminantes ou poluentes carreados na subsuperfície dos perfis estudados (DRIESE; MCKAY, 2004; ZIEGLER et al., 2005; TAYLOR et al., 2010; ANDO et al., 2012; BRAUN et al., 2012; LAPANJE et al., 2012; NDJIGUI et al., 2013; YUSOFF; NGWENYA; PARSONS, 2013).

Quando encontrados sem revestimentos ou preenchimentos (Figura 12), os macroporos são constantemente associados a elevados fluxos de água e rápido carreamento de colóides durante regimes saturados (WELBY, 1981; SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990; SCHOENEGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995). Entretanto, quando obstruídos, o fluxo de água que atravessa o macroporo do saprolito tende a ser atenuado (Figura 13).



Figura 12 - Planos de foliações (A) e fraturas planares (B) com ausência de preenchimento ou revestimento no horizonte 2Cr2/SC em P12. PPL

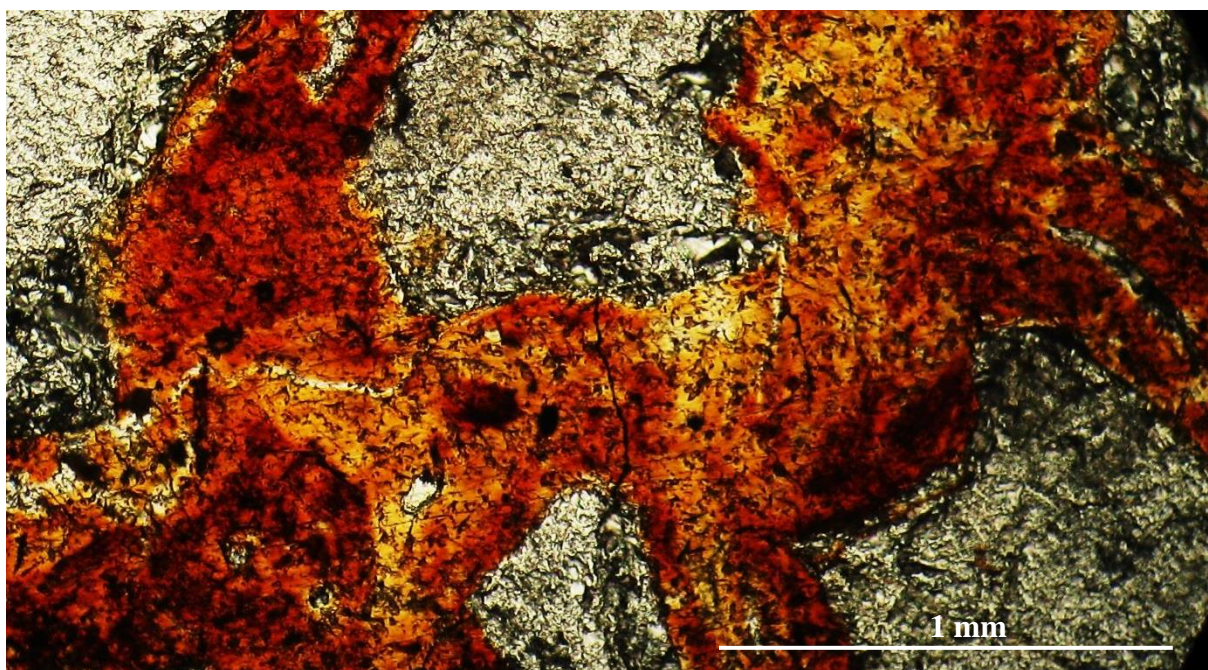


Figura 13 - Macroporos preenchidos por argilominerais e óxidos no horizonte Cr2/SC2 em P8. PPL

Quando os sistemas interligados de macroporos dos saprolitos apresentam sítios preenchidos por argila, ocorrem dois eventos fundamentais:

1. A frente de molhamento que avança através dos macroporos colide com o preenchimento que passa a atuar como um obstáculo que impede o pleno fluxo da água através das vias preferenciais (SCHOENEGER; AMOOZEGAR, 1990; SCHOENEGER et al., 1992; VEPRASKAS et al., 1996);
2. A obstrução das vias preferenciais acarreta na redistribuição do fluxo por vias secundárias não preferenciais que são geralmente constituídas por poros menos espessos, poros revestidos ou morfologicamente irregulares (WELBY, 1981; SCHOENEGER et al., 1992; SCHOENEGER; AMOOZEGAR; BUOL, 1995).

Em adição, a redistribuição do fluxo através das vias secundárias tende:

1. Atenuar a velocidade com que a água atravessa o saprolito devido ao remanejamento do fluxo (WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994; LI et al., 1997);
2. Elevar o fluxo de água através de poros menos espessos e/ou irregulares que amortecem ainda mais a velocidade do fluxo da água (VEPRASKAS et al., 1991; GEORGE, 1992);
3. Incrementar o fluxo da água através de poros revestidos que são químico-fisicamente mais reativos (KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; BUOL; AMOOZEGAR; VEPRASKAS, 2000);
4. Induzir a interação entre os coloides carregados e os revestimentos dos poros (DRIESE; MCKAY, 2004; BUSS et al., 2010);
5. Promover a retenção de coloides, inclusive contaminantes ou poluentes, pelas cargas negativas dos argilominerais secundários e/ou pelas cargas positivas dos óxidos constituintes dos revestimentos (MCVAY et al., 2004; TAYLOR et al., 2010).

A descrição micromorfológica e as observações de campo indicam que: (1) quanto mais superficial for o horizonte saprolítico, maior tende a ser a quantidade e o grau de desenvolvimento das feições pedológicas texturais nos poros e (2) quanto mais profundo for o horizonte saprolítico, menor tende a ser o grau de xistosidade e de fraturamento.

Os perfis contemplados neste estudo não contemplam a totalidade dos respectivos regolitos, porém, os resultados sugerem que o fluxo de água nos saprolitos não deve apresentar forte variação até que o regolito alcance poucos metros de profundidade. A diminuição da quantidade de poros preenchidos ou revestidos por argila tende a ser compensada pela redução da espessura das fraturas devido ao decréscimo da taxa de intemperização com o aumento da profundidade.

Estudos que contemplaram regiões mais profundas de regolitos cristalinos análogos aos encontrados no Estado de Pernambuco indicam que em grandes profundidades: (1) a quantidade de poros preenchidos por argila tende a diminuir de forma brusca (ZIEGLER et al., 2005; BRAUN et al., 2012; HEWAWASAM et al., 2013) e (2) a quantidade de fraturas espessas tende a diminuir gradativamente devido à redução na taxa de intemperização (GEORGE, 1992; SCHOLTEN, 1997; BUSS et al., 2010).

O estudo dos atributos da totalidade dos sistemas solo-saprolitos leva a inferir que: (1) os canais e poros planares interconectados dos horizontes pedogênicos com forte agregação tenderiam a contribuir para o transporte de contaminantes ou poluentes; (2) a baixa CTC e a elevada macroporosidade dos horizontes pedogênicos arenizados tenderiam a contribuir para o transporte de contaminantes ou poluentes; (3) a estrutura compacta dos horizontes arenizados saprolitogênicos tenderiam a mitigar o carreamento de contaminantes ou poluentes; (4) os sistemas de foliações e fraturas não preenchidos ou revestidos seriam vias preferenciais para o transporte de contaminantes ou poluentes através dos saprolitos e (5) os sistemas de foliações e fraturas preenchidos ou revestidos mitigariam o carreamento de contaminantes ou poluentes através do saprolito.

5.3.3.2 Influência de feições orgânicas sobre o transporte de contaminantes ou poluentes

Os treze perfis apresentam decréscimo nos teores de matéria orgânica com o aumento da profundidade (Tabela 3). Entretanto, a presença de material orgânico, em variados estágios de deterioração, existente desde o solo até o saprolito dos perfis estudados, leva a inferir sobre a contribuição de feições orgânicas sobre o transporte de contaminantes ou poluentes (KRETZSCHMAR; KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007).

Estudos indicam que a presença de matéria orgânica nas diferentes estruturas dos horizontes constituintes de sistemas solo-saprolitos pode contribuir para a maior estabilidade e conseqüente para a menor mobilidade de possíveis elementos contaminantes ou poluentes através do regolito (KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; DÜMIG; SMITTENBERG; KÖGEL-KNABNER, 2011; DÜMIG et al., 2012).

Estudos relacionados à mobilidade de contaminantes em regolitos demonstram que a ausência de matéria orgânica diminui significativamente a estabilidade de coloides contaminantes, o que acarreta em sua maior mobilidade (ALLOWAY, 1990; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; MICO et al., 2007).

A matéria orgânica está distribuída de forma generalizada na estrutura dos horizontes superficiais de todos os perfis, especialmente em P1, P2, P3, P4 e P5. Entretanto, apesar de apresentar baixos conteúdos, a matéria orgânica quando presente nos horizontes saprolíticos parece estar distribuída especificamente na forma de preenchimentos solto contínuo ou descontínuo em macroporos (Figura 14).

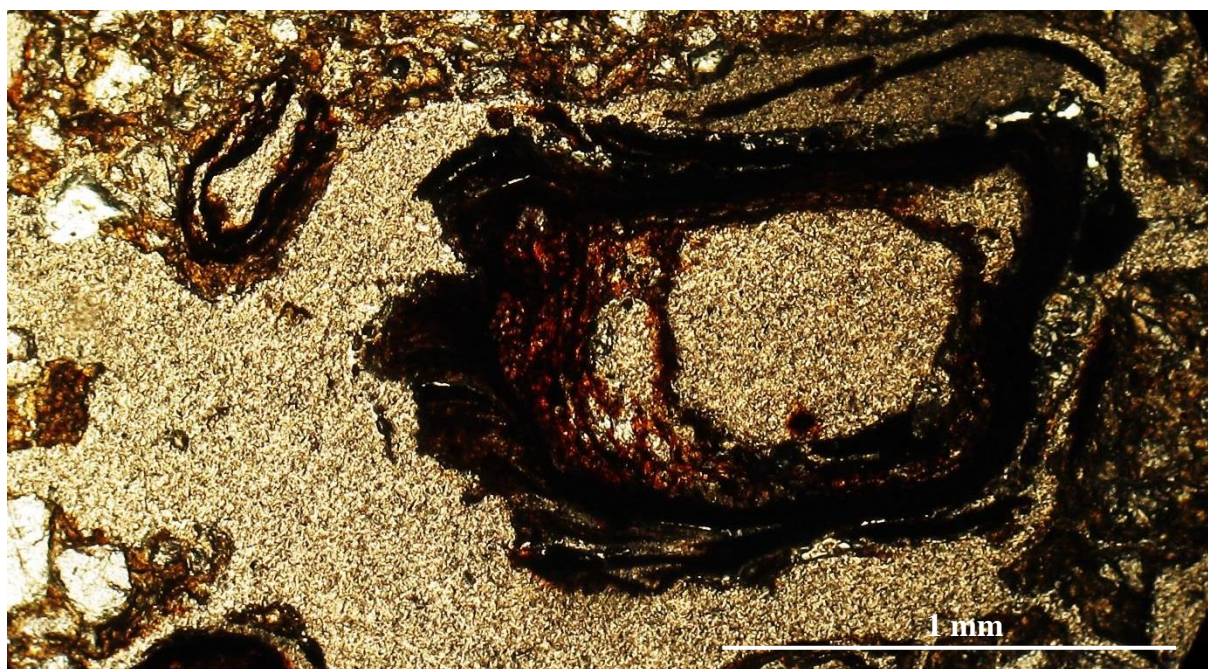


Figura 14 - Preenchimento orgânico em macroporos do horizonte saprolítico Cr/CS em P11. PPL

A presença de matéria orgânica nos sistemas de macroporosidade dos horizontes saprolíticos pode complexar coloides contaminantes ou poluentes carregados através da região mais profunda dos sistemas solo-saprolitos (ALLOWAY, 1990; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007). Desta forma, pode-se inferir que a fração humificada da matéria orgânica presente entre macroporos

pode contribuir para a retenção de possíveis contaminantes ou poluentes coloidais transportados, contribuindo para o poder filtrante dos saprolitos estudados.

A eficiência do poder complexante da fração humificada constituinte dos preenchimentos orgânicos torna-se ainda mais proeminente quando relacionada aos óxidos de ferros secundários presentes nos macroporos (KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; BAIZE; STERCKEMAN, 2001; CAMPOS et al., 2003). Entretanto, o poder complexante da matéria orgânica tende a diminuir com: (1) o incremento da espessura dos macroporos; (2) o aumento do fluxo de água através do poro; (3) o decréscimo do teor de óxidos de ferro e (4) o incremento da saturação por base (DICKENS; HILTBOLD, 1967; KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007; MICO et al., 2007).

Os valores de ferro e alumínio extraídos com oxalato de amônio (Tabela 5) estão relacionados às suas respectivas formas de baixa cristalinidade (VELBEL, 1983, 1986, 1988; VELBEL; LONG; GOODING, 1991). Os resultados demonstram que as formas com baixa cristalinidade dos óxidos de ferro e alumínio estão presentes em horizontes com maiores conteúdos de matéria orgânica. Este fato é ainda mais evidente em P1, P2 e P3.

O incremento de formas de baixa cristalinidade de ferro e alumínio em horizontes com maiores conteúdos de matéria orgânica demonstra o poder complexante da molécula orgânica em relação aos óxidos de ferro secundários (ALLOWAY, 1995; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; CHARBENEAU, 2000). Infere-se que a associação entre a matéria orgânica e os óxidos secundários tende a elevar o poder filtrante dos sistemas solosaprolitos estudados (Figura 15). Estudos análogos demonstram que:

1. A associação com óxidos de alumínio contribui fisicamente para manutenção da matéria orgânica (DICKENS; HILTBOLD, 1967; WU; GSCHWEND, 1986; PIGNATELLO, 1989);
2. A associação com óxidos de ferro secundários contribui para a estabilidade da fração humificada (MADRID; DIAZ-BARRIENTOS, 1998; CHARBENEAU, 2000; LANG; EGGER; KAUPENJOHANN, 2005);
3. A associação com os óxidos de ferro e alumínio tende a contribuir para sorção de coloides contaminantes ou poluentes (KEIZER; BRUGGENWERT, 1991; ALLOWAY, 1995; VELBEL; BASSO; ZIEG, 1996).

Tabela 5 - Teores de Fe, Si e Al extraídos por DCB e Oxalato de amônio

(continua)

Horizonte	DCB ⁽¹⁾			Oxalato de amônio			Fe _o /Fe _d	Al _o /Al _d	Si _o /Si _d
	Fe _d ⁽²⁾	Al _d ⁽³⁾	Si _d ⁽⁴⁾	Fe _o ⁽²⁾	Al _o ⁽³⁾	Si _o ⁽⁴⁾			
Perfil 1 – Zona da mata									
Ap	32,0	44,3	2,6	11,0	29,5	0,2	0,3	0,7	0,1
A2	35,2	39,4	2,1	17,2	24,6	0,4	0,5	0,6	0,2
Bt	18,4	18,7	1,6	8,4	14,4	0,5	0,4	0,8	0,3
C	12,2	9,4	1,3	6,9	5,5	0,6	0,5	0,6	0,5
Cr1/SC	11,4	10,1	1,1	10,1	5,3	0,6	0,5	0,5	0,5
Cr2/SR	9,2	10,6	0,8	5,4	6,6	0,7	0,6	0,6	0,9
Perfil 2 – Zona da mata									
Ap	14,1	7,2	1,6	7,5	5,5	0,4	0,5	0,8	0,3
Bt	12,3	9,6	1,1	9,1	6,4	0,3	0,7	0,7	0,3
Cr1/S	10,9	8,5	1,2	3,0	6,1	0,5	0,3	0,7	0,4
Cr2/SR1	5,9	6,0	0,4	4,1	4,0	0,6	0,5	0,7	0,9
Cr3/SR2	4,1	4,9	0,5	2,1	2,9	0,7	0,5	0,6	0,9
Perfil 3 – Zona da mata									
A	15,2	17,9	1,8	9,8	11,2	0,4	0,6	0,6	0,4
Bi	12,4	11,7	1,5	7,6	7,8	0,4	0,6	0,7	0,6
Cr1/SC	7,1	7,1	0,9	4,7	4,2	0,6	0,7	0,6	0,5
Cr2/S	4,5	4,1	0,6	3,8	2,3	0,5	0,8	0,6	0,8
Cr3/SR	2,4	2,0	0,4	2,2	1,1	0,6	0,9	0,6	0,8
Perfil 4 – Zona da mata									
Ap	11,0	10,2	1,3	4,1	7,3	0,3	0,4	0,7	0,2
Bi	16,9	14,3	1,5	3,9	11,9	0,4	0,2	0,8	0,3
Cr1/SC	12,9	10,4	1,4	3,6	8,7	0,5	0,3	0,8	0,4
Cr2/S1	11,9	11,5	0,9	6,2	8,2	0,6	0,3	0,7	0,7
Cr3/S2	3,5	4,0	0,5	2,0	2,52	0,6	0,6	0,6	0,8
Perfil 5 – Agreste									
A	6,0	12,7	0,7	4,3	4,9	0,4	0,7	0,4	0,6
AC	4,6	6,5	0,6	3,5	3,1	0,4	0,8	0,5	0,7
C1	5,0	8,0	0,6	4,0	4,2	0,4	0,8	0,5	0,7
C2	4,9	7,2	0,5	4,0	3,8	0,5	0,8	0,5	0,7
C3	6,7	12,0	0,4	4,8	5,7	0,4	0,7	0,5	0,7
Cr1/Cr	6,7	16,5	0,5	5,2	6,1	0,6	0,8	0,4	0,9
Cr2/CS	4,9	12,3	0,2	3,3	4,4	0,7	0,7	0,4	0,9
Perfil 6 – Agreste									
A	3,4	5,5	0,5	2,4	2,1	0,4	0,7	0,4	0,8
AC	3,2	3,8	0,9	2,1	1,6	0,5	0,7	0,4	0,6
C1	2,7	3,9	0,7	1,5	1,4	0,5	0,6	0,4	0,7
C2	1,9	2,4	0,6	1,2	0,9	0,4	0,6	0,4	0,7
C3	2,3	2,0	0,7	1,9	0,7	0,6	0,8	0,4	0,9
Cr/CS	1,7	2,0	0,7	1,4	0,7	0,6	0,8	0,4	0,9
Perfil 7 – Agreste									
Ap	4,7	3,6	0,9	3,7	2,4	0,3	0,8	0,7	0,3
2B _{tn}	4,9	4,3	0,4	3,0	3,1	0,2	0,6	0,7	0,5
2C _n	2,6	2,7	0,5	1,2	2,1	0,4	0,7	0,8	0,8
2C _{rn1} /Sn1	2,9	2,4	0,6	1,5	1,7	0,4	0,5	0,7	0,7
2C _{rn2} /Sn2	3,0	2,9	0,3	1,1	1,8	0,2	0,3	0,6	0,7

Tabela 5 - Teores de Fe, Si e Al extraídos por DCB e Oxalato de amônio

(conclusão)

Horizonte	DCB ⁽¹⁾			Oxalato de amônio			Fe _o /Fe _d	Al _o /Al _d	Si _o /Si _d
	Fe _d ⁽²⁾	Al _d ⁽³⁾	Si _d ⁽⁴⁾	Fe _o ⁽²⁾	Al _o ⁽³⁾	Si _o ⁽⁴⁾			
Perfil 8 – Agreste									
Ap	1,3	2,6	0,6	0,4	1,1	0,4	0,3	0,4	0,7
AC	3,2	4,3	0,7	2,0	2,4	0,5	0,6	0,6	0,7
CA	2,2	3,1	0,6	1,1	1,8	0,5	0,5	0,6	0,8
C1	1,9	2,9	0,6	0,7	1,5	0,4	0,3	0,5	0,7
C2	2,8	4,8	0,6	1,4	2,2	0,5	0,5	0,5	0,8
C3	4,5	9,8	0,6	2,1	3,9	0,5	0,4	0,4	0,8
Cr1/SC1	14,4	21,3	1,6	7,0	9,7	0,5	0,5	0,5	0,3
Cr2/SC2	14,7	19,4	1,4	7,2	11,4	0,6	0,5	0,6	0,4
Cr3/S	20,7	32,8	2,6	9,8	15,6	0,6	0,3	0,5	0,2
Perfil 9 – Sertão									
Ap	10,2	10,4	1,3	6,2	6,1	0,3	0,6	0,6	0,2
Bi	14,7	16,9	1,6	8,6	9,4	0,5	0,6	0,6	0,3
Cr1/SR	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr2/RS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Perfil 10 – Sertão									
Ap	14,7	15,1	1,6	8,3	7,2	0,4	0,6	0,5	0,3
Cr1/S	12,7	16,2	1,4	7,4	5,8	0,3	0,6	0,4	0,2
Cr2/SR	4,8	5,0	0,6	3,1	1,8	0,5	0,5	0,4	0,8
Cr3/RS	3,2	4,7	0,8	1,8	1,5	0,6	0,4	0,3	0,8
Perfil 11 – Sertão									
A	12,0	14,7	1,3	7,6	9,2	0,3	0,6	0,6	0,2
Bt1	7,9	8,5	0,9	4,1	6,1	0,3	0,5	0,7	0,3
Bt2	7,2	8,4	0,9	3,8	5,6	0,5	0,5	0,7	0,6
BC	7,1	7,2	0,7	3,5	4,5	0,5	0,5	0,6	0,7
Cr/CS	3,6	4,6	0,6	2,2	2,9	0,5	0,6	0,6	0,8
R/RS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Perfil 12 – Sertão									
A	15,2	17,9	1,8	9,8	11,2	0,4	0,6	0,6	0,2
2Bt	12,4	11,7	1,5	7,6	7,8	0,4	0,6	0,7	0,3
2BC	7,1	7,1	0,9	4,7	4,2	0,6	0,7	0,6	0,7
2Cr1/CS	4,5	4,1	0,8	3,8	2,3	0,5	0,8	0,6	0,6
2Cr2/SC	2,4	2,0	0,8	2,2	1,1	0,6	0,9	0,6	0,8
Perfil 13 – Sertão									
A	4,2	5,3	0,5	2,3	2,8	0,4	0,5	0,5	0,8
AC	3,7	4,6	0,6	2,1	2,4	0,4	0,6	0,5	0,7
C1	2,1	1,4	0,5	1,7	0,7	0,3	0,8	0,5	0,6
C2	1,8	1,4	0,7	1,4	0,5	0,5	0,8	0,4	0,7
Crn1/Crn	1,7	1,4	0,7	1,1	0,5	0,6	0,6	0,4	0,9
Crn2/CSn	1,9	1,8	0,7	0,9	0,7	0,6	0,5	0,4	0,9

⁽¹⁾ Valores da soma de quatro extrações sucessivas; ⁽²⁾ Valores em g kg⁻¹ de Fe₂O₃; ⁽³⁾ Valores em g kg⁻¹ de Al₂O₃; ⁽⁴⁾ Valores em g kg⁻¹ de SiO₂.

A fração humificada da matéria orgânica presente em macroporos de horizontes saprolíticos podem então contribuir para a complexação de possíveis contaminantes ou poluentes carregados em regimes saturados através da matriz quartzosa ou xistosa da porção mais profunda dos perfis. Entretanto, o baixo teor de matéria orgânica pode implicar na redução da eficiência de complexação do saprolito para valores próximos a zero durante rápidos fluxos de água em subsuperfície (KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007).

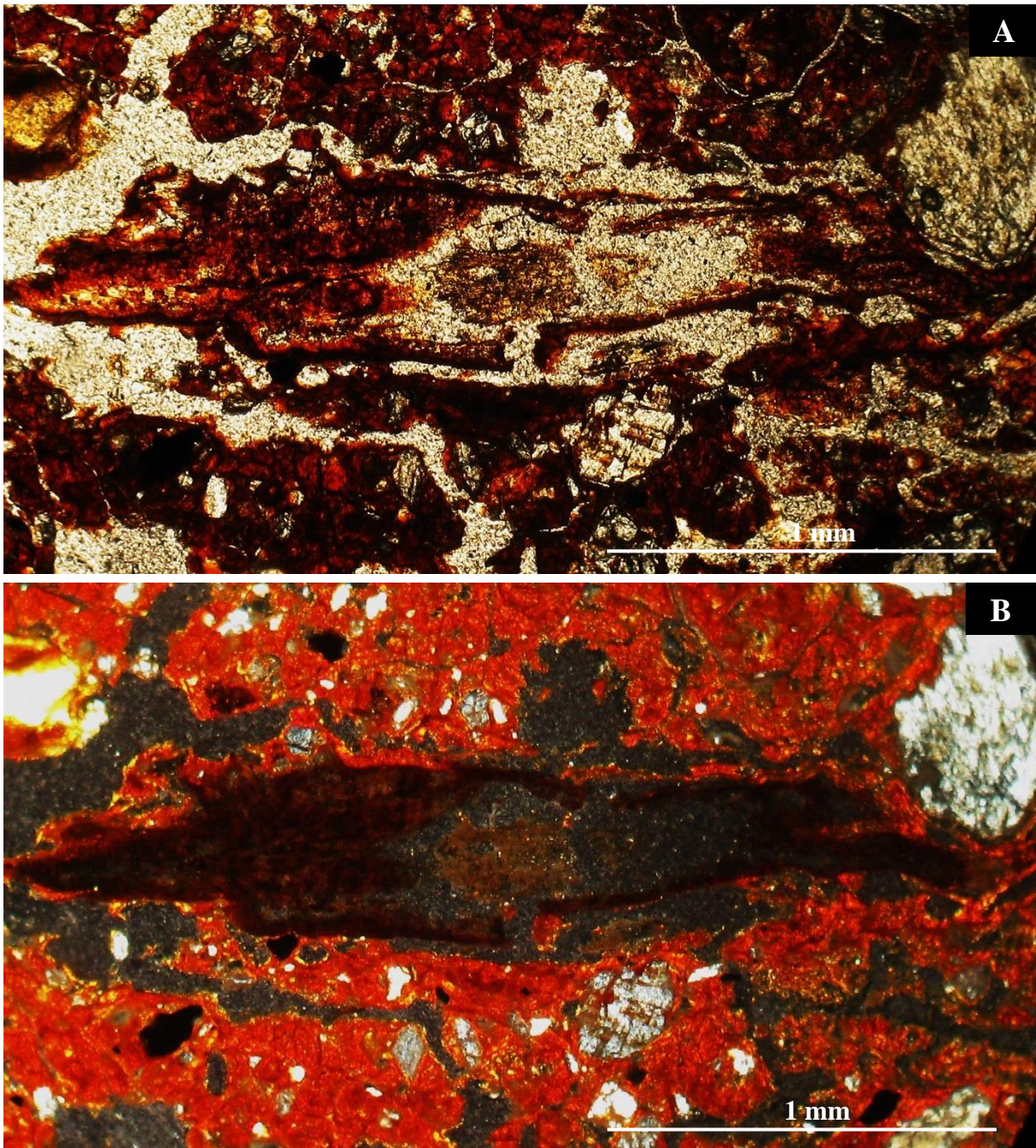


Figura 15 - A associação entre a matéria orgânica e os óxidos secundários no horizonte Cr1/SR em P9. Segundo estudos, como o realizado por Kretzschmar, Robarge, e Amoozegar (1995), estas associações tendem a elevar o poder filtrante dos macroporos dos saprolitos. (A) PPL. (B) XPL

5.3.4 Implicações sobre o fluxo de elementos

5.3.4.1 Processo de “mineral carbonation”

O horizonte saprolitogênico 2Crn1/Sn1 em P7 apresenta CaCO_3 secundário distribuído por toda estrutura (Figura 16). Evidências geoquímicas e micromorfológicas sugerem que a formação deste mineral é um processo regolitogênico e deve ocorrer diante da dissolução de plagioclásios cálcicos associada à captura de CO_2 atmosférico. Estudos análogos realizados por (BLUM; STILLINGS, 1995; MCGRAIL et al., 2006; MARINI, 2007; MANNING, 2008; ALLEN et al., 2009), levam a inferir que o processo de “mineral carbonation” existente no horizonte saprolitogênico 2Crn1/Sn1 de P7 não deve ser um evento localizado e pode estender-se por uma escala quilométrica no entorno do ponto amostrado.

A captura de CO_2 atmosférico por reações geoquímicas existentes no manto do intemperismo é historicamente relatada como um dos principais processos atenuantes do efeito estufa (MARINI, 2007; ALLEN et al., 2009; MANNING; RENFORTH, 2013). A captura de CO_2 atmosférico e a formação de carbonatos é geralmente descrita em regolitos provenientes de basalto (MCGRAIL et al., 2006; MATTER; TAKAHASHI; GOLDBERG, 2007; GOLDBERG; TAKAHASHI; SLAGLE, 2008). No entanto, as condições geoquímicas singulares do ambiente regolitogênico do semiárido no entorno de P7 parece contribuir para a formação de carbonatos em regolitos derivados de gnaiss.

Estudos relatam que a dissolução de CO_2 na solução circundante do regolito tende a ser lenta (BLUM; STILLINGS, 1995; MARINI, 2007; MANNING, 2008). Infere-se então que este fato tenderia a limitar a associação do CO_2 com os elementos solúveis provenientes da incipiente dissolução mineralógica ocorrente nos horizontes saprolíticos do perfil 7 (HOFFERT et al., 2002; PACALA; SOCOLOW, 2004; IPCC, 2005). No entanto, a estrutura peculiar do sistema solo-saprolito de P7 parece favorecer a conservação do CO_2 e de elementos bivalentes no sistema. A dissolução do CO_2 em água pode ser expressa pela equação 10.



A interconectividade do sistema de porosidade do solo e do saprolito deve contribuir para a injeção de elevados fluxos de CO_2 para o interior da estrutura do perfil 7, assim como deve favorecer fluxos verticais e horizontais do CO_2 através do solo e do saprolito (BLUM; STILLINGS, 1995; MCGRAIL et al., 2006; MATTER; TAKAHASHI; GOLDBERG, 2007; MANNING, 2008).

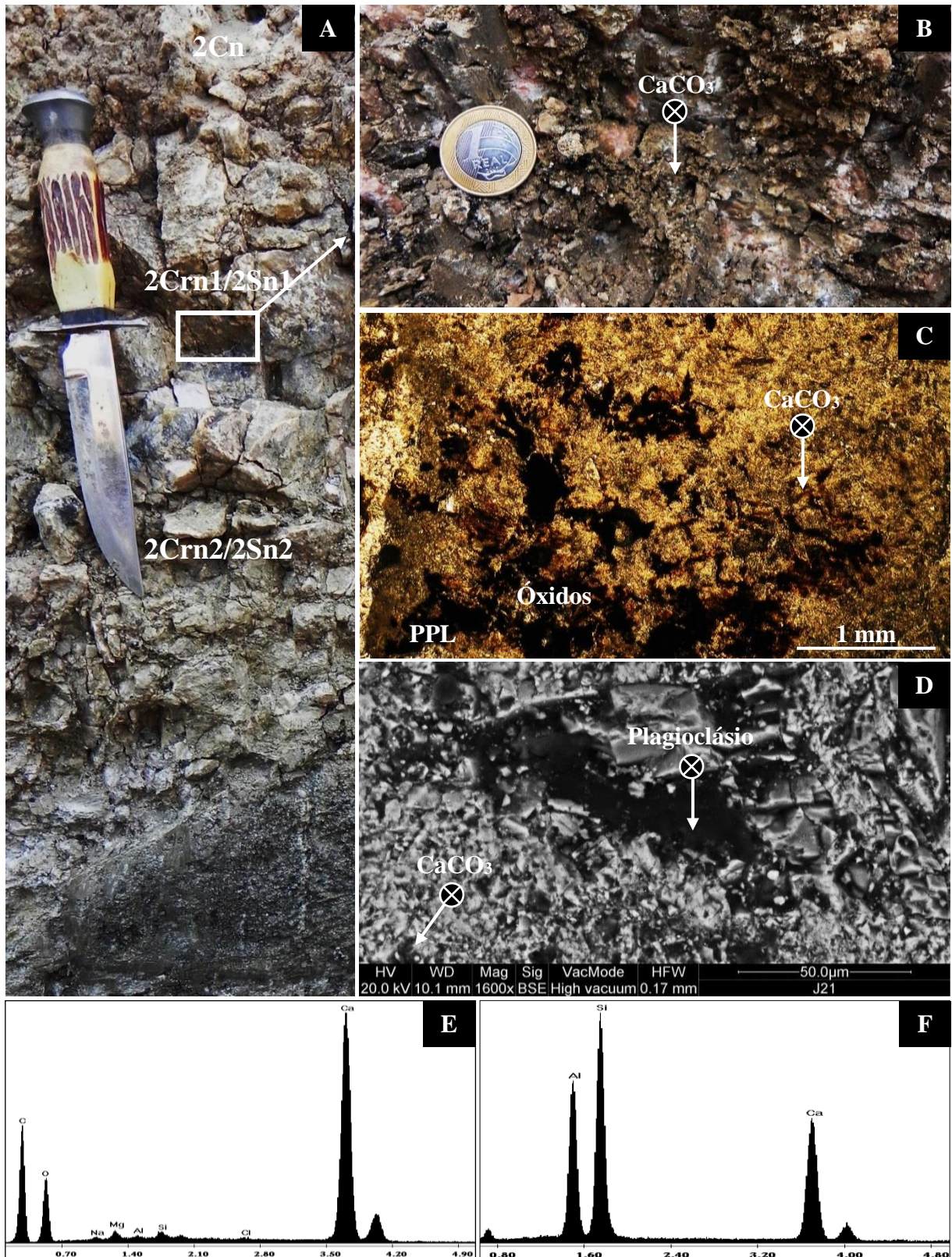


Figura 16 - Carbonatação no saprolito de P7: (A) horizontes subsuperficiais do perfil; (B) Macromorfologia do precipitado carbonático; (C) Micromorfológica do precipitado carbonático; (D) Foto por MEV do precipitado carbonático associado a plagioclásio cálcico; (E) Análise da constituição elementar do precipitado carbonático por EDS; (F) Análise Da constituição elementar do plagioclásio calcítico por EDS

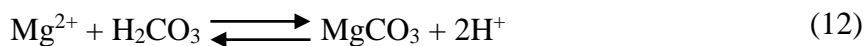
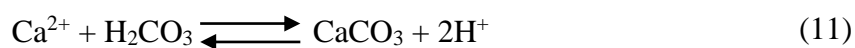
A atividade metabólica, principalmente o processo de respiração, da fauna e da flora associada ao regolito também devem contribuir para o aporte de CO₂ para a solução circundante (MOULTON; BERNER, 1998; MANNING, 2008; MANNING; RENFORTH, 2013).

A evolução do lento processo de “mineral carbonation” na subsuperfície de P7 deve estar sendo favorecida pela existência de camadas estruturalmente compactas subjacentes e sobrejacentes aos horizontes saprolíticos reativos. Esta camada é constituída acima pela estrutura compacta do horizonte Btn e abaixo pela estrutura pouco intemperizada de um resquício de melanossoma (Figura 16A).

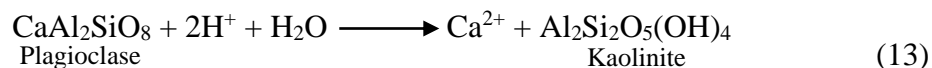
A presença de camadas impermeáveis sobrejacente e subjacente aos horizontes reativos é necessária para manter a solução rica em CO₂ em constante contato com os minerais em dissolução, evitando perdas de CO₂ no sistema (IPCC, 2005; MCGRAIL et al., 2006; GOLDBERG; TAKAHASHI; SLAGLE, 2008).

O processo de carbonatação no saprolito de P7 é favorecido pelo elevado teor de cátions bivalentes, em especial Ca²⁺ e Mg²⁺, no complexo de troca (Tabela 3). Estes elementos são provenientes da dissolução da assembleia mineralógica herdada do bandeamento melanossomático do gnaiss, rica em biotita e plagioclásios cálcicos (Tabela 4).

Estudos relacionam o processo de carbonatação à regolitos derivados de rochas com elevados conteúdo de biotita, piroxênio, anfibólios e/ou plagioclásios (MARINI, 2007; MATTER; TAKAHASHI; GOLDBERG, 2007; KELEMEN; MATTER, 2008). Entretanto, a existência de “mineral carbonation” em regolitos derivados de gnaiss parece ser um fato inédito. As reações geoquímicas ocorrentes durante a associação do CO₂ com Ca²⁺ e Mg²⁺ em solução estão representadas nas equações 11 e 12:



A reação do CO₂ com os cátions bivalentes e a conseqüente formação de carbonatos implica na formação de 2 moles de H⁺, a neutralização do H⁺ em solução é necessária para que a reação continue para a direita. A análise elementar por EDS (Figura 16) demonstra a natureza calcítica dos carbonatos formados em P7. Desta forma, infere-se que a neutralização do H⁺ no saprolito de P7 deve ocorrer através da reação do próton com superfícies expostas do plagioclásio cálcico (HOFFERT et al., 2002; ANDREWS, 2006; OELKERS; GISLASON; MATTER, 2008), como representado na equação 13:



A precipitação do CaCO_3 no perfil é então controlada pela dissolução do plagioclásio (Figura 16D), pelo estado de saturação da solução circundante por cátions bivalentes e pelo grau de dissolução do H_2CO_3 (JESSEN; KOVSCEK; ORR JR, 2005; KELEMEN; MATTER, 2008; ALLEN et al., 2009). O clima semiárido que abrange a região onde o perfil está inserido parece contribuir para taxas de evapotranspiração que implicam na saturação da solução por Ca^{2+} , Mg^{2+} e H_2CO_3 , o que resulta na precipitação de $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$ (BLUM; STILLINGS, 1995; MANNING, 2008; MANNING; RENFORTH, 2013).

As concentrações de CO_2 e outros gases do efeito estufa na atmosfera aumentaram consideravelmente no último século devido a diversos eventos. Alguns destes eventos são frequentemente associados, na literatura científica relacionada, como provenientes da atividade antrópica (PACALA; SOCOLOW, 2004; MCGRAIL et al., 2006; GOLDBERG; TAKAHASHI; SLAGLE, 2008). O incremento na emissão de gases promovedores do efeito estufa tem sido relacionado ao fenômeno denominado aquecimento global (KORBOL; KADDOUR, 1999; IPCC, 2005; KELEMEN; MATTER, 2008).

Estudos sugerem que a atual interglaciação está estendendo-se por uma magnitude de tempo superior aos comumente observados em interglaciações anteriores (HOFFERT et al., 2002; PACALA; SOCOLOW, 2004; MARINI, 2007) e como consequência este fenômeno pode ocasionar alterações no nível do mar e a frequência de eventos atmosféricos extremos (MARINI, 2007; MANNING, 2008; OELKERS; GISLASON; MATTER, 2008).

Processos naturais que contribuem fortemente para a captura de CO_2 atmosférico, como a “mineral carbonation” observada em P7, vêm despertando cada vez mais atenção da comunidade científica devido ao seu expressivo potencial para a mitigação do fenômeno de aquecimento global (BLUM; STILLINGS, 1995; ANDREWS, 2006; MANNING; RENFORTH, 2013).

Reações geoquímicas ocorrentes no saprolito de P7 somam-se a outras reações ocorrentes em mantos do intemperismo em escala global e evidenciam a regolitosfera como uma região fundamental para o fluxo de elementos ocorrentes entre a biosfera, hidrosfera, atmosfera e litosfera. O sistema solo-saprolito em P7 é constituído por um Planossolo Nátrico sobre Gneiss Schistarap (BUOL, 1994; EMBRAPA, 2013). Este perfil demonstra um processo de “mineral carbonation” que provavelmente transcende o ponto estudado e pode se estender por milhares de quilômetros quadrados, abrangendo o domínio dos Planossolos

Nátricos análogos presentes no município de Jataúba e regiões circundantes no Estado de Pernambuco e da Paraíba.

5.3.4.2 Aporte de metais pesados

Os teores de metais pesados nos horizontes dos perfis estudados no Estado de Pernambuco estão representados na Tabela 6. Os resultados levam a inferir que os sistemas solo-saprolitos estudados podem atuar como filtros ou como fontes de aporte de metais pesados para o ecossistema (ALLOWAY, 1990; KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007; MICO et al., 2007).

Os processos geoquímicos ocorrentes nos perfis estudados podem influenciar os teores de elementos nocivos inclusive na cadeia trófica, o que implica em possível fonte de contaminação para população regional (ALLOWAY, 1990; BAIZE; STERCKEMAN, 2001; CAMPOS et al., 2003).

Anomalias nos teores de metais pesados nos horizontes mais superficiais demonstram a influência de processos regolitogênicos de superfície ou evidenciam a origem coluvial de algum destes horizontes. Os teores de metais pesados tendem a ser maiores nos horizontes mais profundos de todos os perfis, demonstrando que estes elementos estão presentes naturalmente na assembleia mineralógica dos granitos, sienitos e gnaisses originários, principalmente como constituintes de minerais acessórios (CURI; FRANZMEIER, 1987; BAIZE; STERCKEMAN, 2001; KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007).

É importante aqui ressaltar que os metais pesados são geralmente associados à toxicidade, no entanto, alguns membros deste grupo de minerais também atuam como nutrientes vegetais e animais, contribuindo para a fertilidade e conseqüentemente para a potencialidade agroambiental dos perfis (ALLOWAY, 1995; CAMPOS et al., 2003; MICO et al., 2007).

Os efeitos nocivos devem ser atribuídos a elevados teores destes elementos, o que constitui toxicidade para a fauna e flora regional. Valores de referência foram criados por instituições como o Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA) para estabelecer os teores de metais pesados em solo passíveis de prevenção ou de investigação.

Apesar dos métodos de amostragem e extração aqui desenvolvidos não serem o especificado pelo CONAMA (BRASIL, 2009), optou-se por adotar os valores de referência estabelecidos por esta instituição para inferir sobre as implicações dos teores de alguns elementos para o ecossistema circundante.

Tabela 6 - Teores de elementos traço em horizontes dos treze perfis estudados

(continua)

Perfil Hor. ⁽¹⁾	P1 Ap	P1 A2	P1 Bt	P1 C	P1 SC	P1 SR	P2 Ap	P2 Bt	P2 S	P2 SR1	P2 SR2
<i>Elementos (ppm)</i>											
Nb	5,20	5,60	8,80	9,40	9,60	12,80	6,90	12,90	15,20	37,10	14,40
Zr	729,00	562,00	139,00	221,00	312,00	594,00	304,00	248,00	257,00	1.260,00	226,00
Y	20,20	23,70	32,60	43,60	44,70	65,20	9,40	16,80	24,50	13,70	27,30
Sr	227,00	218,00	177,00	292,00	347,00	330,00	178,50	270,00	285,00	209,00	305,00
Ta	0,30	0,30	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	1,20	0,90	2,30	0,90
Rb	32,20	38,10	58,50	69,60	63,40	58,20	103,50	97,00	141,50	175,50	145,50
Ba	710,00	745,00	888,00	811,00	794,00	845,00	920,00	905,00	651,00	1.255,00	555,00
Ni	9,00	7,00	7,00	7,00	7,00	2,00	16,00	30,00	68,00	5,00	67,00
Pb	10,00	8,00	10,00	7,00	8,00	7,00	33,00	26,00	20,00	31,00	19,00
Co	4,00	4,00	14,00	14,00	12,00	8,00	5,00	22,00	25,00	5,00	29,00
Cu	5,00	8,00	6,00	3,00	9,00	32,00	8,00	25,00	38,00	5,00	60,00
Li	<10	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	20,00	30,00	50,00	20,00	60,00
Mo	1,00	<1	<1	1,00	<1	1,00	<1	<1	1,00	2,00	1,00
Cr	30,00	30,00	40,00	50,00	40,00	30,00	50,00	120,00	120,00	20,00	150,00
V	34,00	33,00	95,00	73,00	65,00	45,00	34,00	76,00	121,00	44,00	143,00
W	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00
Dy	3,48	4,10	6,04	7,80	7,84	13,35	1,62	3,03	4,61	2,34	4,99
Er	2,18	2,21	3,36	4,51	4,60	7,47	0,91	1,89	2,36	1,60	2,83
Cs	0,57	0,74	1,42	1,38	1,31	0,93	4,79	8,75	10,25	2,96	8,97
Hf	16,90	13,80	4,00	6,00	8,30	14,70	7,40	5,20	6,20	30,00	5,30
Ho	0,72	0,76	1,12	1,39	1,57	2,52	0,34	0,63	0,88	0,50	0,98
Sc	8,00	9,00	17,00	16,00	15,00	25,00	6,00	12,00	16,00	3,00	19,00
Th	4,27	4,49	8,03	9,85	8,59	11,40	8,14	15,50	15,60	13,35	14,70
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tm	0,35	0,33	0,47	0,62	0,64	1,04	0,15	0,25	0,37	0,22	0,40
U	1,26	1,06	1,26	1,10	0,92	2,17	1,34	1,65	1,87	5,76	1,82
La	33,00	37,30	64,10	76,00	61,80	89,80	25,10	47,50	55,10	32,70	53,10
Ce	64,50	57,90	129,50	121,50	96,10	181,00	47,50	134,50	118,50	64,00	112,00
Nd	24,40	28,30	51,00	64,90	55,70	89,80	17,80	39,80	46,20	20,60	44,90
Pr	6,79	7,36	13,45	17,05	14,45	22,60	4,92	10,90	12,10	5,96	12,15
Sm	4,55	5,26	9,08	11,95	11,00	18,35	2,89	6,52	8,28	3,36	7,39
Sn	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	3,00	4,00	4,00	4,00
Eu	1,43	1,59	2,07	2,37	2,45	3,60	0,88	1,75	1,69	0,72	1,82
Ga	15,90	17,60	25,20	24,00	23,80	24,60	13,40	24,60	22,50	21,00	23,40
Gd	3,87	4,93	7,10	9,44	9,75	15,80	2,49	5,14	6,58	2,68	6,78
Tb	0,62	0,73	1,07	1,40	1,39	2,33	0,33	0,65	0,95	0,44	1,00
Yb	1,95	2,04	3,20	4,34	4,38	7,27	0,97	1,62	2,28	1,78	2,59
Lu	0,33	0,36	0,51	0,65	0,75	1,11	0,15	0,25	0,34	0,31	0,40
Zn	35,00	45,00	78,00	96,00	80,00	77,00	22,00	44,00	77,00	33,00	87,00

Relações

Ce/Ce*	0,94	0,74	0,96	0,75	0,72	0,92	0,92	1,34	1,01	0,97	0,99
LaN/YbN	11,44	12,36	13,54	11,83	9,53	8,35	17,49	19,81	16,33	12,41	13,85
La/Sc	4,13	4,14	3,77	4,75	4,12	3,59	4,18	3,96	3,44	10,90	2,79
Th/Sc	0,53	0,50	0,47	0,62	0,57	0,46	1,36	1,29	0,98	4,45	0,77
La/Co	8,25	9,33	4,58	5,43	5,15	11,23	5,02	2,16	2,20	6,54	1,83
Th/Co	1,07	1,12	0,57	0,70	0,72	1,43	1,63	0,70	0,62	2,67	0,51
La/Cr	1,10	1,24	1,60	1,52	1,55	2,99	0,50	0,40	0,46	1,64	0,35
Th/Cr	0,14	0,15	0,20	0,20	0,21	0,38	0,16	0,13	0,13	0,67	0,10
Cr/Th	7,03	6,68	4,98	5,08	4,66	2,63	6,14	7,74	7,69	1,50	10,20

Tabela 6 - Teores de elementos traço em horizontes dos treze perfis estudados

Perfil Hor. ⁽¹⁾	(continuação)										
	P3 A	P3 Bi	P3 SC	P3 S	P3 SR	P4 Ap	P4 Bi	P4 SC	P4 S1	P4 S2	P5 A
<i>Elementos (ppm)</i>											
Nb	21,00	26,40	19,80	15,30	34,30	44,00	9,80	9,00	22,10	18,50	36,20
Zr	529,00	459,00	221,00	179,00	335,00	423,00	178,00	252,00	312,00	243,00	993,00
Y	11,30	13,10	11,80	9,10	32,70	16,40	15,20	19,70	38,10	22,10	15,50
Sr	88,50	76,40	87,50	141,50	229,00	791,00	607,00	963,00	830,00	979,00	221,00
Ta	1,50	2,50	1,90	1,20	3,10	6,60	0,40	0,40	1,00	0,60	2,20
Rb	142,00	155,50	200,00	212,00	237,00	39,60	29,20	38,40	52,80	50,20	162,00
Ba	751,00	730,00	830,00	1.190,00	2.050,00	1.695,00	1.490,00	1.120,00	973,00	2.180,00	1.025,00
Ni	6,00	7,00	13,00	8,00	8,00	20,00	21,00	15,00	33,00	30,00	4,00
Pb	25,00	26,00	24,00	21,00	66,00	31,00	29,00	26,00	24,00	38,00	32,00
Co	1,00	1,00	3,00	2,00	3,00	19,00	15,00	15,00	30,00	20,00	6,00
Cu	3,00	3,00	5,00	3,00	6,00	18,00	17,00	27,00	29,00	27,00	4,00
Li	10,00	10,00	10,00	<10	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	20,00
Mo	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	<1	<1	1,00	<1	1,00	2,00
Cr	60,00	60,00	70,00	40,00	50,00	90,00	110,00	50,00	130,00	100,00	20,00
V	32,00	40,00	49,00	36,00	47,00	66,00	88,00	64,00	112,00	78,00	40,00
W	3,00	3,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Dy	1,82	2,37	2,29	1,77	7,15	3,05	2,82	3,65	7,21	4,22	2,86
Er	1,11	1,40	1,23	0,93	3,21	1,55	1,54	2,06	3,59	2,04	1,66
Cs	2,34	3,05	5,32	4,24	5,71	1,42	1,91	1,64	4,72	4,06	3,23
Hf	14,30	12,40	6,30	5,20	9,10	10,60	4,40	5,80	6,20	5,20	23,50
Ho	0,38	0,44	0,39	0,33	1,17	0,54	0,60	0,67	1,32	0,80	0,58
Sc	3,00	3,00	4,00	3,00	4,00	12,00	14,00	10,00	19,00	12,00	4,00
Th	15,05	20,80	20,80	12,75	36,90	3,11	3,35	2,29	1,76	4,40	14,30
Tl	<0,5	<0,5	0,60	0,60	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tm	0,20	0,20	0,19	0,14	0,46	0,25	0,24	0,28	0,48	0,29	0,25
U	3,56	3,49	3,13	2,47	5,62	1,02	0,69	0,58	0,83	0,87	5,35
La	24,20	30,00	33,40	30,10	149,50	31,80	32,80	46,00	68,10	64,80	46,20
Ce	44,80	54,10	57,60	51,50	258,00	66,20	65,00	84,00	146,00	132,00	88,30
Nd	14,80	18,60	16,90	15,60	77,90	29,70	31,30	42,10	80,30	57,60	31,40
Pr	4,75	5,60	5,53	4,93	24,90	7,70	8,17	11,10	19,25	14,70	9,31
Sm	2,42	2,76	2,76	2,26	11,90	5,31	5,45	7,42	13,05	9,00	5,38
Sn	2,00	3,00	3,00	3,00	5,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	5,00
Eu	0,45	0,47	0,50	0,38	2,01	1,50	1,51	1,95	3,07	2,48	0,87
Ga	12,30	16,10	25,80	21,10	25,90	17,40	21,40	20,30	24,00	22,30	21,70
Gd	1,88	2,41	2,29	1,38	8,95	4,02	4,25	5,72	10,60	6,32	3,70
Tb	0,34	0,38	0,39	0,26	1,36	0,55	0,59	0,73	1,41	0,86	0,52
Yb	1,53	1,46	1,20	1,02	2,68	1,65	1,61	1,75	3,02	1,73	1,81
Lu	0,24	0,29	0,19	0,15	0,42	0,25	0,21	0,29	0,42	0,25	0,29
Zn	14,00	18,00	26,00	20,00	28,00	54,00	66,00	78,00	153,00	94,00	41,00

Relações

Ce/Ce*	0,92	0,89	0,87	0,87	0,87	0,96	0,91	0,85	0,94	0,95	0,93
LaN/YbN	10,69	13,89	18,81	19,94	37,70	13,02	13,77	17,76	15,24	25,31	17,25
La/Sc	8,07	10,00	8,35	10,03	37,38	2,65	2,34	4,60	3,58	5,40	11,55
Th/Sc	5,02	6,93	5,20	4,25	9,23	0,26	0,24	0,23	0,09	0,37	3,58
La/Co	24,20	30,00	11,13	15,05	49,83	1,67	2,19	3,07	2,27	3,24	7,70
Th/Co	15,05	20,80	6,93	6,38	12,30	0,16	0,22	0,15	0,06	0,22	2,38
La/Cr	0,40	0,50	0,48	0,75	2,99	0,35	0,30	0,92	0,52	0,65	2,31
Th/Cr	0,25	0,35	0,30	0,32	0,74	0,03	0,03	0,05	0,01	0,04	0,72
Cr/Th	3,99	2,88	3,37	3,14	1,36	28,94	32,84	21,83	73,86	22,73	1,40

Tabela 6 - Teores de elementos traço em horizontes dos treze perfis estudados

(continuação)

Perfil Hor. ⁽¹⁾	P5 C1	P5 C2	P5 C3	P5 Cr	P5 CS	P6 A	P6 C1	P6 C2	P6 C3	P6 CS	P7 Ap
<i>Elementos (ppm)</i>											
Nb	34,50	36,40	38,80	47,50	47,50	3,50	4,30	5,00	4,50	6,10	6,50
Zr	1.320,00	1.520,00	1.270,00	976,00	748,00	266,00	335,00	364,00	383,00	461,00	538,00
Y	10,40	11,50	14,30	8,80	8,30	24,90	32,90	34,80	38,20	42,50	11,90
Sr	205,00	212,00	207,00	219,00	214,00	22,10	23,60	25,00	23,80	35,20	677,00
Ta	2,00	2,30	2,30	3,00	2,80	0,20	0,30	0,40	0,30	0,50	0,50
Rb	168,50	172,00	181,50	201,00	212,00	44,90	50,30	55,30	51,30	78,10	89,70
Ba	1.260,00	1.275,00	1.260,00	1.135,00	974,00	187,50	213,00	219,00	211,00	313,00	2.400,00
Ni	10,00	2,00	6,00	4,00	3,00	3,00	2,00	4,00	2,00	2,00	5,00
Pb	31,00	33,00	36,00	35,00	34,00	13,00	16,00	17,00	16,00	21,00	43,00
Co	4,00	3,00	5,00	5,00	6,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	7,00
Cu	4,00	2,00	4,00	3,00	4,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	5,00
Li	10,00	10,00	20,00	20,00	20,00	<10	<10	<10	<10	10,00	10,00
Mo	2,00	1,00	2,00	2,00	2,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cr	50,00	20,00	20,00	20,00	20,00	30,00	30,00	20,00	30,00	30,00	40,00
V	40,00	37,00	42,00	55,00	56,00	19,00	13,00	9,00	10,00	10,00	42,00
W	2,00	2,00	3,00	1,00	1,00	<1	1,00	1,00	2,00	2,00	1,00
Dy	1,59	1,78	2,42	1,69	1,47	4,07	5,19	5,35	5,28	6,76	2,45
Er	1,27	1,43	1,45	1,04	1,03	2,71	3,10	3,66	3,82	4,45	1,40
Cs	2,55	2,36	2,98	3,70	4,40	0,66	0,70	0,87	0,67	1,21	1,91
Hf	31,20	34,90	30,00	24,00	17,90	6,90	9,30	10,50	10,70	13,40	12,30
Ho	0,35	0,41	0,54	0,35	0,33	0,84	0,99	1,12	1,29	1,35	0,44
Sc	3,00	2,00	3,00	4,00	4,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	4,00
Th	8,95	10,80	13,35	14,95	14,60	23,80	30,00	30,40	30,20	41,00	8,98
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	0,50	0,50	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tm	0,22	0,19	0,29	0,20	0,16	0,36	0,49	0,52	0,62	0,63	0,20
U	4,73	5,23	5,79	6,42	5,57	3,52	4,14	4,68	4,54	5,99	2,36
La	18,40	20,40	33,70	23,00	26,10	37,80	47,50	48,60	45,80	66,10	26,60
Ce	35,90	37,00	70,70	43,70	40,30	77,30	97,90	100,00	95,50	139,00	73,80
Nd	10,80	11,70	20,40	12,20	13,60	31,20	38,10	38,70	37,60	53,60	25,30
Pr	3,01	3,29	6,01	3,66	4,14	8,58	10,90	11,10	10,55	15,75	6,51
Sm	2,11	2,13	3,22	2,18	2,28	5,66	6,30	6,67	6,67	9,70	4,67
Sn	4,00	4,00	4,00	6,00	6,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Eu	0,50	0,51	0,75	0,52	0,49	0,45	0,48	0,46	0,52	0,68	1,08
Ga	19,20	20,00	21,80	25,00	27,70	3,90	3,90	4,20	3,60	5,40	15,60
Gd	1,62	1,87	3,08	1,74	1,71	4,55	5,29	5,41	5,25	6,94	3,50
Tb	0,28	0,30	0,44	0,27	0,26	0,68	0,87	0,85	0,94	1,18	0,45
Yb	1,65	1,70	1,83	1,29	1,12	2,47	3,45	3,78	3,65	4,13	1,31
Lu	0,30	0,31	0,28	0,20	0,18	0,33	0,52	0,52	0,59	0,60	0,18
Zn	30,00	25,00	37,00	42,00	51,00	4,00	4,00	3,00	3,00	6,00	23,00

Relações

Ce/Ce*	0,97	0,91	1,04	0,96	0,78	0,97	0,98	0,98	0,99	1,00	1,28
LaN/YbN	7,54	8,11	12,44	12,05	15,75	10,34	9,30	8,69	8,48	10,82	13,72
La/Sc	6,13	10,20	11,23	5,75	6,53	37,80	47,50	48,60	45,80	66,10	6,65
Th/Sc	2,98	5,40	4,45	3,74	3,65	23,80	30,00	30,40	30,20	41,00	2,25
La/Co	4,60	6,80	6,74	4,60	4,35	37,80	47,50	48,60	45,80	66,10	3,80
Th/Co	2,24	3,60	2,67	2,99	2,43	23,80	30,00	30,40	30,20	41,00	1,28
La/Cr	0,37	1,02	1,69	1,15	1,31	1,26	1,58	2,43	1,53	2,20	0,67
Th/Cr	0,18	0,54	0,67	0,75	0,73	0,79	1,00	1,52	1,01	1,37	0,22
Cr/Th	5,59	1,85	1,50	1,34	1,37	1,26	1,00	0,66	0,99	0,73	4,45

Tabela 6 - Teores de elementos traço em horizontes dos treze perfis estudados

Perfil Hor. ⁽¹⁾	(continuação)										
	P7 2Btn	P7 2Cn	P7 2Sn1	P7 2Sn2	P8 Ap	P8 CA	P8 C1	P8 C2	P8 C3	P8 SC1	P8 SC2
<i>Elementos (ppm)</i>											
Nb	7,20	7,40	12,20	14,70	5,70	6,60	5,40	7,00	8,40	8,90	12,30
Zr	400,00	287,00	178,00	149,00	297,00	336,00	365,00	516,00	529,00	180,00	435,00
Y	11,80	17,90	21,90	15,30	7,80	7,20	7,50	9,70	16,30	9,10	9,80
Sr	528,00	652,00	714,00	1.225,00	14,50	10,20	5,90	7,30	7,30	7,50	9,60
Ta	0,50	0,50	0,90	1,30	0,40	0,40	0,40	0,40	0,50	0,50	0,80
Rb	75,10	84,40	97,10	93,30	15,30	16,70	10,40	14,20	18,60	33,90	34,30
Ba	1.840,00	2.390,00	4.450,00	1.610,00	92,20	68,10	48,50	64,00	61,80	77,90	78,60
Ni	6,00	9,00	16,00	10,00	3,00	2,00	3,00	3,00	5,00	4,00	6,00
Pb	33,00	36,00	43,00	27,00	5,00	6,00	6,00	8,00	13,00	16,00	18,00
Co	9,00	8,00	22,00	16,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	3,00	2,00
Cu	4,00	8,00	20,00	23,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	4,00	4,00
Li	20,00	20,00	40,00	40,00	<10	<10	<10	10,00	10,00	10,00	10,00
Mo	<1	1,00	2,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	1,00
Cr	50,00	50,00	50,00	50,00	10,00	20,00	20,00	20,00	20,00	30,00	50,00
V	45,00	46,00	94,00	83,00	15,00	20,00	20,00	23,00	28,00	37,00	55,00
W	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	1,00	1,00	<1
Dy	2,46	3,28	4,46	3,03	1,57	1,25	1,43	2,00	2,78	1,40	1,73
Er	1,40	1,56	2,34	1,47	0,70	0,73	0,77	0,84	1,76	0,84	1,06
Cs	2,16	2,30	4,48	5,04	0,47	0,63	0,50	0,77	1,09	1,86	1,93
Hf	9,60	6,90	4,80	3,60	7,10	7,90	8,80	12,00	12,50	4,60	11,00
Ho	0,47	0,53	0,80	0,50	0,26	0,25	0,28	0,35	0,59	0,30	0,34
Sc	5,00	6,00	10,00	9,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00
Th	6,26	7,05	10,50	5,49	8,44	8,09	8,62	11,65	13,05	19,35	19,75
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tm	0,18	0,20	0,31	0,24	0,14	0,11	0,12	0,14	0,27	0,14	0,17
U	1,97	1,82	3,33	1,29	1,65	1,53	1,51	2,09	2,50	1,41	2,16
La	23,60	64,90	69,00	51,20	20,30	17,10	18,50	25,50	23,40	12,00	21,30
Ce	73,10	80,90	159,50	101,50	40,40	33,50	35,90	50,20	46,00	20,70	41,30
Nd	23,70	42,70	58,60	45,20	16,80	13,50	14,50	19,70	18,50	7,80	16,10
Pr	6,17	11,70	15,20	11,80	4,44	3,76	3,98	5,83	5,08	2,26	4,72
Sm	3,99	6,38	9,83	6,75	2,82	2,25	2,46	3,63	3,04	1,37	2,93
Sn	1,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	3,00
Eu	1,10	1,55	2,08	2,17	0,18	0,18	0,17	0,19	0,28	0,16	0,27
Ga	16,70	17,30	22,00	26,60	4,00	5,20	4,90	6,70	9,70	17,30	19,90
Gd	3,38	4,79	6,71	4,84	2,10	1,69	1,94	2,67	3,11	1,34	2,13
Tb	0,46	0,59	0,89	0,64	0,33	0,24	0,28	0,37	0,47	0,24	0,33
Yb	1,25	1,40	2,01	2,16	0,73	0,69	0,69	0,91	1,68	0,85	1,17
Lu	0,21	0,20	0,29	0,37	0,13	0,11	0,11	0,14	0,29	0,13	0,16
Zn	33,00	35,00	69,00	95,00	12,00	9,00	6,00	8,00	10,00	11,00	14,00
<i>Relações</i>											
Ce/Ce*	1,41	0,61	1,09	0,93	0,94	0,93	0,93	0,94	0,94	0,85	0,93
LaN/YbN	12,76	31,33	23,20	29,83	18,79	16,75	18,12	18,94	9,41	9,54	12,30
La/Sc	4,72	10,82	6,90	5,69	20,30	17,10	18,50	25,50	23,40	12,00	10,65
Th/Sc	1,25	1,18	1,05	0,61	8,44	8,09	8,62	11,65	13,05	19,35	9,88
La/Co	2,62	8,11	3,14	3,20	20,30	17,10	18,50	12,75	11,70	4,00	10,65
Th/Co	0,70	0,88	0,48	0,34	8,44	8,09	8,62	5,83	6,53	6,45	9,88
La/Cr	0,47	1,30	1,38	1,02	2,03	0,86	0,93	1,28	1,17	0,40	0,43
Th/Cr	0,13	0,14	0,21	0,11	0,84	0,40	0,43	0,58	0,65	0,65	0,40
Cr/Th	7,99	7,09	4,76	9,11	1,18	2,47	2,32	1,72	1,53	1,55	2,53

Tabela 6 - Teores de elementos traço em horizontes dos treze perfis estudados

(continuação)

Perfil Hor. ⁽¹⁾	P8 S	P9 Ap	P9 Bi	P10 Ap	P10 S	P10 SR	P10 RS	P11 A	P11 Bt1	P11 Bt2	P11 BC
<i>Elementos (ppm)</i>											
Nb	8,60	17,10	10,90	11,40	12,40	10,40	10,40	14,30	17,50	17,40	18,10
Zr	169,00	155,00	178,00	100,00	83,00	48,00	50,00	358,00	299,00	317,00	339,00
Y	5,00	21,60	26,40	10,80	13,40	11,70	10,50	26,20	27,50	40,00	32,00
Sr	10,70	134,00	135,00	169,50	151,00	148,50	176,00	278,00	193,00	247,00	234,00
Ta	0,60	1,20	0,80	1,10	1,40	1,20	1,20	1,00	1,50	1,30	1,50
Rb	46,70	283,00	276,00	360,00	344,00	358,00	381,00	247,00	225,00	240,00	247,00
Ba	109,00	305,00	287,00	404,80	160,00	200,00	290,00	2310,00	1570,00	2080,00	2000,00
Ni	5,00	21,00	23,00	14,00	16,00	12,00	13,00	7,00	9,00	11,00	8,00
Pb	20,00	22,00	22,00	6,00	5,00	10,00	7,00	33,00	36,00	38,00	37,00
Co	2,00	12,00	13,00	8,00	4,00	1,00	1,00	3,00	5,00	4,00	3,00
Cu	5,00	26,00	29,00	22,00	22,00	14,00	18,00	7,00	8,00	10,00	8,00
Li	10,00	10,00	10,00	<10	<10	<10	<10	10,00	10,00	10,00	10,00
Mo	1,00	1,00	1,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	<1
Cr	40,00	90,00	110,00	70,00	80,00	70,00	80,00	40,00	40,00	50,00	50,00
V	60,00	140,00	152,00	106,00	136,00	107,00	87,00	60,00	72,00	76,00	78,00
W	<1	1,00	1,00	<1	1,00	<1	3,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Dy	0,90	5,18	5,70	2,94	4,08	3,59	3,03	4,97	5,33	7,29	5,41
Er	0,53	2,17	2,42	1,07	1,33	1,10	1,13	2,93	2,61	4,23	3,18
Cs	2,06	3,53	3,79	2,80	2,76	2,52	2,23	3,28	3,52	4,23	4,27
Hf	4,40	4,50	4,90	3,00	2,70	1,70	1,60	9,30	8,50	8,40	8,90
Ho	0,18	0,89	1,00	0,43	0,60	0,51	0,45	0,93	1,00	1,40	1,09
Sc	1,00	15,00	16,00	12,00	19,00	14,00	12,00	6,00	8,00	10,00	9,00
Th	13,80	5,05	5,75	2,77	2,23	1,18	1,17	17,10	28,00	23,90	25,70
Tl	<0,5	0,90	0,80	0,80	0,90	0,70	0,80	0,70	0,70	0,60	0,80
Tm	0,10	0,30	0,32	0,16	0,18	0,15	0,14	0,41	0,41	0,68	0,45
U	1,31	1,46	1,38	0,61	0,56	0,27	0,26	4,12	4,18	5,03	4,86
La	11,70	58,20	61,70	33,40	44,70	35,40	32,00	39,90	53,90	61,70	52,70
Ce	21,30	123,00	126,50	75,90	108,50	93,30	81,10	77,80	87,90	123,00	81,30
Nd	8,00	54,50	54,70	36,90	57,70	48,50	42,10	33,90	45,60	52,60	41,50
Pr	2,28	13,90	13,95	9,20	14,50	12,00	10,25	8,99	12,45	14,10	11,50
Sm	1,02	10,30	10,85	6,84	10,95	9,27	7,68	6,18	7,86	10,00	7,83
Sn	2,00	4,00	6,00	2,00	2,00	2,00	2,00	4,00	7,00	6,00	6,00
Eu	0,21	2,47	2,44	1,53	2,52	2,11	1,62	1,20	1,42	1,59	1,43
Ga	16,30	25,30	28,20	21,40	22,90	22,50	22,10	16,90	22,50	23,90	24,50
Gd	1,21	7,84	8,49	4,97	7,47	6,32	5,27	5,59	6,40	8,60	6,82
Tb	0,17	1,04	1,15	0,62	0,89	0,73	0,65	0,87	0,98	1,37	0,99
Yb	0,54	1,77	2,05	0,93	1,01	0,91	0,65	2,31	2,45	3,42	3,04
Lu	0,08	0,25	0,24	0,14	0,17	0,11	0,11	0,37	0,38	0,52	0,43
Zn	12,00	37,00	38,00	24,00	16,00	12,00	16,00	22,00	32,00	33,00	31,00

Relações

Ce/Ce*	0,89	0,98	0,96	1,02	1,05	1,12	1,09	0,92	0,77	0,94	0,74
LaN/YbN	14,64	22,22	20,34	24,27	29,91	26,29	33,27	11,67	14,87	12,19	11,71
La/Sc	11,70	3,88	3,86	2,78	2,35	2,53	2,67	6,65	6,74	6,17	5,86
Th/Sc	13,80	0,34	0,36	0,23	0,12	0,08	0,10	2,85	3,50	2,39	2,86
La/Co	5,85	4,85	4,75	4,18	11,18	35,40	32,00	13,30	10,78	15,43	17,57
Th/Co	6,90	0,42	0,44	0,35	0,56	1,18	1,17	5,70	5,60	5,98	8,57
La/Cr	0,29	0,65	0,56	0,48	0,56	0,51	0,40	1,00	1,35	1,23	1,05
Th/Cr	0,35	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01	0,43	0,70	0,48	0,51
Cr/Th	2,90	17,82	19,13	25,27	35,87	59,32	68,38	2,34	1,43	2,09	1,95

Tabela 6 - Teores de elementos traço em horizontes dos treze perfis estudados

Perfil Hor. ⁽¹⁾	(conclusão)										
	P11 CS	P12 A	P12 2Bt	P12 2BC	P12 2CS	P12 2SC	P13 A	P13 C1	P13 C2	P13 Cr	P13 CSn
<i>Elementos (ppm)</i>											
Nb	19,40	11,20	12,10	10,70	9,80	8,90	7,90	8,70	8,50	8,40	9,80
Zr	312,00	302,00	185,00	185,00	182,00	175,00	169,00	170,00	175,00	159,00	181,00
Y	29,10	38,90	29,60	62,10	62,20	44,90	23,10	15,40	21,00	20,60	18,80
Sr	239,00	142,50	110,50	137,50	165,50	212,00	153,50	132,00	124,00	131,00	137,50
Ta	1,60	0,80	0,90	0,80	0,70	0,60	0,60	0,70	0,70	1,00	0,70
Rb	251,00	116,50	83,80	47,60	29,30	20,40	175,50	179,50	177,00	174,50	193,50
Ba	2.040,00	1.205,00	737,00	642,00	605,00	532,00	1.020,00	850,00	879,00	905,00	975,00
Ni	11,00	22,00	49,00	59,00	52,00	43,00	1,00	2,00	1,00	4,00	2,00
Pb	63,00	20,00	19,00	14,00	11,00	18,00	33,00	36,00	35,00	36,00	39,00
Co	6,00	17,00	28,00	43,00	39,00	34,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Cu	13,00	25,00	53,00	56,00	54,00	66,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Li	10,00	10,00	20,00	20,00	10,00	10,00	10,00	<10	10,00	<10	10,00
Mo	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cr	50,00	80,00	130,00	120,00	110,00	110,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00
V	83,00	109,00	214,00	256,00	248,00	198,00	22,00	16,00	20,00	19,00	21,00
W	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	<1	<1	<1	<1	<1
Dy	5,95	6,88	6,12	12,25	10,05	7,64	4,07	2,98	3,73	4,09	3,83
Er	2,95	4,31	3,67	7,18	6,03	4,61	2,54	1,34	2,01	2,12	1,74
Cs	4,24	2,49	3,58	2,22	1,66	0,88	1,32	1,43	1,23	1,04	1,61
Hf	8,40	7,90	4,90	5,00	5,00	4,80	4,60	4,50	4,90	4,60	5,10
Ho	1,03	1,31	1,20	2,40	2,03	1,52	0,81	0,48	0,71	0,69	0,70
Sc	11,00	14,00	29,00	36,00	37,00	37,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Th	27,20	9,99	6,62	5,28	4,39	3,95	22,90	25,70	24,00	27,70	29,20
Tl	0,70	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tm	0,42	0,57	0,51	0,93	0,75	0,57	0,33	0,20	0,30	0,26	0,25
U	4,72	2,26	1,49	1,18	0,94	0,73	2,58	2,36	2,42	2,60	2,88
La	63,10	34,00	21,80	38,10	36,20	23,60	51,50	60,40	52,90	61,00	61,30
Ce	119,00	71,60	62,70	74,00	52,00	38,10	96,90	107,50	97,40	114,50	113,00
Nd	45,70	33,80	28,00	52,40	42,20	27,60	36,00	37,20	35,40	42,20	42,30
Pr	13,15	8,77	6,50	11,90	9,48	6,11	10,25	10,65	10,25	12,35	12,20
Sm	8,53	7,12	6,27	12,20	9,24	6,87	5,96	6,40	6,18	7,52	7,40
Sn	7,00	2,00	3,00	3,00	2,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Eu	1,39	1,64	1,80	3,71	2,76	2,30	0,52	0,44	0,50	0,55	0,59
Ga	23,50	13,90	24,40	23,40	23,00	21,40	11,60	12,90	11,30	10,00	13,90
Gd	7,13	7,52	6,88	13,45	11,35	8,25	4,86	4,28	4,58	5,61	5,44
Tb	1,02	1,12	1,03	2,19	1,69	1,31	0,71	0,57	0,65	0,76	0,75
Yb	2,69	4,03	3,14	5,81	4,70	4,00	1,82	1,04	1,63	1,82	1,53
Lu	0,38	0,60	0,53	0,87	0,70	0,54	0,27	0,15	0,25	0,20	0,21
Zn	41,00	40,00	57,00	69,00	79,00	87,00	13,00	8,00	8,00	6,00	10,00
<i>Relações</i>											
Ce/Ce*	0,91	0,96	1,24	0,82	0,63	0,71	0,91	0,88	0,90	0,91	0,90
LaN/YbN	15,85	5,70	4,69	4,43	5,20	3,99	19,12	39,25	21,93	22,65	27,07
La/Sc	5,74	2,43	0,75	1,06	0,98	0,64	51,50	60,40	52,90	61,00	61,30
Th/Sc	2,47	0,71	0,23	0,15	0,12	0,11	22,90	25,70	24,00	27,70	29,20
La/Co	10,52	2,00	0,78	0,89	0,93	0,69	51,50	60,40	52,90	61,00	61,30
Th/Co	4,53	0,59	0,24	0,12	0,11	0,12	22,90	25,70	24,00	27,70	29,20
La/Cr	1,26	0,43	0,17	0,32	0,33	0,21	1,72	2,01	1,76	2,03	2,04
Th/Cr	0,54	0,12	0,05	0,04	0,04	0,04	0,76	0,86	0,80	0,92	0,97
Cr/Th	1,84	8,01	19,64	22,73	25,06	27,85	1,31	1,17	1,25	1,08	1,03

(1) Horizonte

Os teores de bário foram extremamente elevados em todos os perfis, com exceção de P8, estes perfis apresentaram conteúdos de bário muito acima dos valores de prevenção e investigação sugerido pelo CONAMA (BRASIL, 2009). Os maiores teores estão presentes nos perfis derivados de sienito seguido dos perfis derivados dos gnaisses do sertão. Os perfis derivados dos gnaisses da zona da mata e os perfis derivados de granito e gnaissado apresentaram menores teores relativos do elemento. O perfil 8, no agreste do Estado, foi o único a apresentar valores inferiores aos níveis de prevenção e investigação.

Os teores de bário são geralmente maiores em subsuperfície e devem estar relacionados à constituição mineralógica dos litotipos originários. Os feldspatos potássicos estão presentes em todos os perfis (Tabela 4). Elevados graus de substituição de potássio por bário nestes feldspatos devem contribuir para o incremento de bário nos horizontes dos perfis (GARDNER; KHEORUENROMNE; CHEN, 1978; BRAUN et al., 2012; NDJIGUI et al., 2013). O relativo maior conteúdo de feldspatos nos sienitos pode então explicar os maiores teores relativos de bário observados em P9, P10 e P11, quando comparados aos perfis derivados de granito e gnaisses.

Os teores de cromo foram baixos na maioria dos perfis, sendo inferiores ao valor de prevenção do CONAMA. Entretanto, P2, P4, P9 e P12 apresentaram horizontes com teores elevados de cromo, teores inclusive superiores aos estabelecidos como níveis de prevenção pelo CONAMA. Em adição, o horizonte saprolítico mais profundo de P2 apresentou um conteúdo de cromo muito elevado, dentro do valor de investigação do CONAMA. Tomando como referência os valores estabelecidos pelo CONAMA, os perfis que apresentaram elevados teores de cromo são os derivados de gnaisses da zona da mata – P2 e P4, sienito – P9 do sertão e gnaissado – P12 do sertão.

Os teores de cromo variam entre horizontes saprolíticos derivados de resquídeos de melanossomas e os provenientes de resquídeos de leucossomas. Os teores mais elevados estão relacionados aos horizontes saprolitogênicos melanossomáticos, fato provavelmente relacionado à distribuição preferencial dos minerais pesados ricos em cromo nos melanossomas. O material intrusivo de constituição ácida que penetra o paleossoma tende a carrear menores teores de minerais pesados (ISLAM et al., 2002; PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007; ANDO et al., 2012).

Elevados teores de cromo são frequentemente associados à constituição mineralógica acessória de rochas ígneas de constituição básicas e intermediárias (CURI; FRANZMEIER, 1987; ALLOWAY, 1990; BURT et al., 2003), fato que ajuda a explicar o alto conteúdo deste elemento em P9. A presença de elevados teores de cromo em P2, P4 e P12 deve relacionar-se

à constituição mineralógica dos paleossomas e melanossomas. Os melanossomas e os paleossomas dos gnaisses, quando isolados, parecem se assemelhar a rochas ígneas básicas quanto à presença de minerais pesados.

As concentrações de níquel foram elevadas em P2, P4 e P12, superiores ao valor de prevenção do CONAMA. Estes perfis são derivados da intemperização de gnaisses da zona da mata e do sertão. Em P2 também se observou uma concentração elevada de cobre, no horizonte saprolítico mais profundo este valor superou ao valor de prevenção. Em adição, horizontes subsuperficiais de P4 e P12 apresentaram elevados teores de cobalto, inclusive superiores ao estabelecido pelo CONAMA como valor de prevenção.

Analogamente ao observado para o cromo, elevados teores de níquel, cobre e cobalto estão associados à constituição mineralógica primária majoritariamente máfica dos bandeamentos melanossomáticos dos gnaisses originários. Mesmo constituindo rochas ácidas, os bandeamentos melanossomáticos são mineralogicamente semelhantes a rochas básicas (ISLAM et al., 2002; BURT et al., 2003; SCARCIGLIA; LE PERA; CRITELLI, 2005).

Pode-se então inferir que os horizontes provenientes de melanossomas tendem a apresentar maiores conteúdos de minerais pesados e contribuem muito mais fortemente para o aporte de metais pesados para o complexo de troca em comparação aos horizontes derivados de bandeamentos leucossomáticos.

A influência dos horizontes saprolíticos derivados de melanossomas torna-se ainda mais relevante devido a sua maior propensão a elevados fluxos de água durante regimes saturados em comparação aos horizontes derivados de leucossomas (WELBY, 1981; O'BRIEN; BUOL, 1984; RICE; BUOL; WEED, 1985). Os elevados fluxos nos horizontes melanossomáticos devem-se principalmente a estrutura xistosa e a macroporosidade entre planos de foliações (SCHOENEBERGER; AMOOZEGAR, 1990; SCHOENEBERGER et al., 1992; WILLIAMS; VEPRASKAS, 1994).

A adsorção ou a fixação por argilominerais e/ou pela matéria orgânica humificada são frequentemente descritos na literatura como os principais processos físico-químicos que mais influenciam a disponibilidade de metais pesados no regolito (BIBAK, 1994; KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007; MICO et al., 2007). Os fatores que tendem a influenciar a interação de metais pesados com as superfícies ativas são: (1) o pH da solução (ZIEGLER et al., 2005; PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007; YUSOFF; NGWENYA; PARSONS, 2013); (2) a concentração do metal pesado (NIEUWENHUIZE et al., 1991; MADRID; DIAZ-BARRIENTOS, 1998; BURT et al., 2003) e (3) a competição com outros elementos em solução pelos sítios ativos (BIBAK, 1994; ALLOWAY, 1995; MICO et al., 2007).

Estudos associam a presença de revestimentos argilosos em macroporos de saprolitos como fontes naturais de retenção de elementos contaminantes, inclusive metais pesados (MCVAY et al., 2004; NDJIGUI et al., 2013; YUSOFF; NGWENYA; PARSONS, 2013). Estes revestimentos tendem a mitigar a quantidade de metais pesados carregados através dos poros dos saprolitos e contribuem para amenizar o aporte de destes elementos para o ecossistema (ISLAM et al., 2002; DRIESE; MCKAY, 2004; BUSS et al., 2010).

A descrição micromorfológica dos saprolitos de gnaisses estudados demonstrou que os revestimentos de macroporos por argilominerais tendem a se concentrar nos planos de foliações dos horizontes xistosos. Este fato deve contribuir para diminuir a propensão física e mineralógica destes horizontes para o aporte de metais pesados para a solução percolante.

Uma vez em solução, os metais pesados podem ser encontrados na forma hidratada ou em formas de complexos mais estáveis e menos tóxicas (ALLOWAY, 1990; BAIZE; STERCKEMAN, 2001; CAMPOS et al., 2003). Devido ao maior conteúdo de matéria orgânica na superfície dos treze perfis, pode-se inferir que a formação de complexos organometálicos deve concentrar as formas mais estáveis dos metais pesados nos horizontes superficiais. As formas livres e hidratadas devem estar associadas aos horizontes saprolíticos (ALLOWAY, 1990; BIBAK, 1994; KABATA-PENDIAS; MUKHERJEE, 2007).

O pH da solução dos sistemas solo-saprolitos (Tabela 3) também devem influenciar a especiação do metal pesado. Os resultados indicam que: (1) a acidez dos horizontes de P1, P3, P5, P6, P8, P10, P11 e P13 devem contribuir para a existência de formas catiônicas e de complexos sulfatados (NIEUWENHUIZE et al., 1991; MADRID; DIAZ-BARRIENTOS, 1998; MICO et al., 2007) e (2) a alcalinidade de horizontes de P2, P4, P7, P9 e P12 devem contribuir para a formação de carbonatos e complexos de borato (CURI; FRANZMEIER, 1987; ALLOWAY, 1995; BURT et al., 2003).

Os sistemas solo-saprolitos estudados constituem então uma fonte de aporte de metais pesados diante da dissolução de minerais pesados, ao mesmo tempo em que podem contribuir para a atenuação de elevados fluxos destes elementos para o ecossistema através de interações físico-químicas associadas aos constituintes minerais e orgânicos de suas estruturas (BIBAK, 1994; ALLOWAY, 1995; MADRID; DIAZ-BARRIENTOS, 1998).

Diferente dos contaminantes ou poluentes orgânicos, o tempo de permanência dos metais pesados no regolito não implica em degradação. A retenção de metais pesados na estrutura dos sistemas solo-saprolitos estudados tende a ser temporária. Os perfis podem então ser considerados uma fonte latente de aporte de metais pesados após a acumulação progressiva (CURI; FRANZMEIER, 1987; BIBAK, 1994; CAMPOS et al., 2003).

5.3.4.3 Geoquímica de superfície

A geoquímica dos sistemas solo saprolitos estudados refletem as respectivas evoluções intempéricas ao nível elementar através do tempo, além das mudanças mineralógicas dos solos e dos saprolitos em relação às rochas originárias (WHITE et al., 2001; WEN; DUZGOREN-AYDIN; AYDIN, 2004; ZIEGLER et al., 2005). Estes processos foram inferidos diante da determinação da atual composição elementar e através do estudo de relações elementares ocorrentes nos treze perfis estudados.

A observação da dinâmica dos elementos nos treze perfis constituiu um importante processo para o melhor entendimento sobre: (1) a relação entre os produtos intempéricos e os litotipos originários; (2) a relação entre a composição elementar do regolito e a composição da UCC ou de condritos; (3) a possível existência de teores tóxicos e (4) a interação dos elementos com a mineralogia secundária ou com a matéria orgânica. Os resultados obtidos foram essenciais para a compreensão da relação entre o regolito e o ambiente circundante.

Os teores dos principais elementos traços nos horizontes dos treze perfis estão representados na Tabela 6. A normalização dos teores dos principais elementos, incluindo os maiores, nos horizontes dos perfis da zona da mata, agreste e sertão do Estado de Pernambuco foi realizada em relação à composição da UCC (MCLENNAN; TAYLOR; HEMMING, 2006). Em adição, a normalização dos teores de ETR foi realizada em relação à composição de condritos (TAYLOR; MCLENNAN, 1985).

A normalização demonstra que os teores dos elementos maiores e traços sobrepuseram as respectivas concentrações na UCC, na maioria dos horizontes dos treze perfis (Figuras 19, 20 e 21). Observou-se anomalias positivas para os ETR nos horizontes de todos os perfis (Figuras 22, 23 e 24). O perfil 3, derivado de gnaiss na zona da mata, o perfil 8, derivado de gnaiss no agreste e o perfil 12, derivado de gnaiss no sertão, apresentaram os menores teores de elementos traços, em relação à UCC. Em adição, P5 e P13, derivados de granitos no agreste e no sertão do Estado, foram os perfis que apresentaram maiores teores relativos de elementos traços em relação à UCC.

Os teores de céσιο e o rubídio sobrepuseram às respectivas concentrações na UCC e variaram proporcionalmente aos teores de potássio na maioria dos horizontes dos perfis derivados de gnaisses e granitos. Diversos estudos demonstram a correlação do céσιο e do rubídio com o potássio em regolitos derivados de rochas ácidas (WEN; DUZGOREN-AYDIN; AYDIN, 2004; PRICE; VELBEL; PATINO, 2005; TSUJI, 2012), este fato sugere

que os teores destes elementos nos perfis estudados devem ser controlados principalmente pela mica ou por filossilicatos secundários do tipo 2:1 (Tabela 4).

Os teores de zircônio e háfnio na maioria dos horizontes dos perfis derivados de rochas ácidas também sobrepuseram a composição da UCC e apresentam maior magnitude que os teores observados nos perfis derivados de sienito. Os horizontes mais superficiais tendem a apresentar maiores conteúdos relativos destes elementos (ISLAM et al., 2002).

Os teores de zircônio e háfnio devem estar relacionados à presença de zircão (ZrSiO_4), descrito como mineral acessório constituinte dos litotipos estudados (Figura 17). A elevada resistência do zircão ao intemperismo controla o incremento destes elementos nas regiões mais superficiais dos perfis (BUOL; WEED, 1991; TSUJI, 2012).

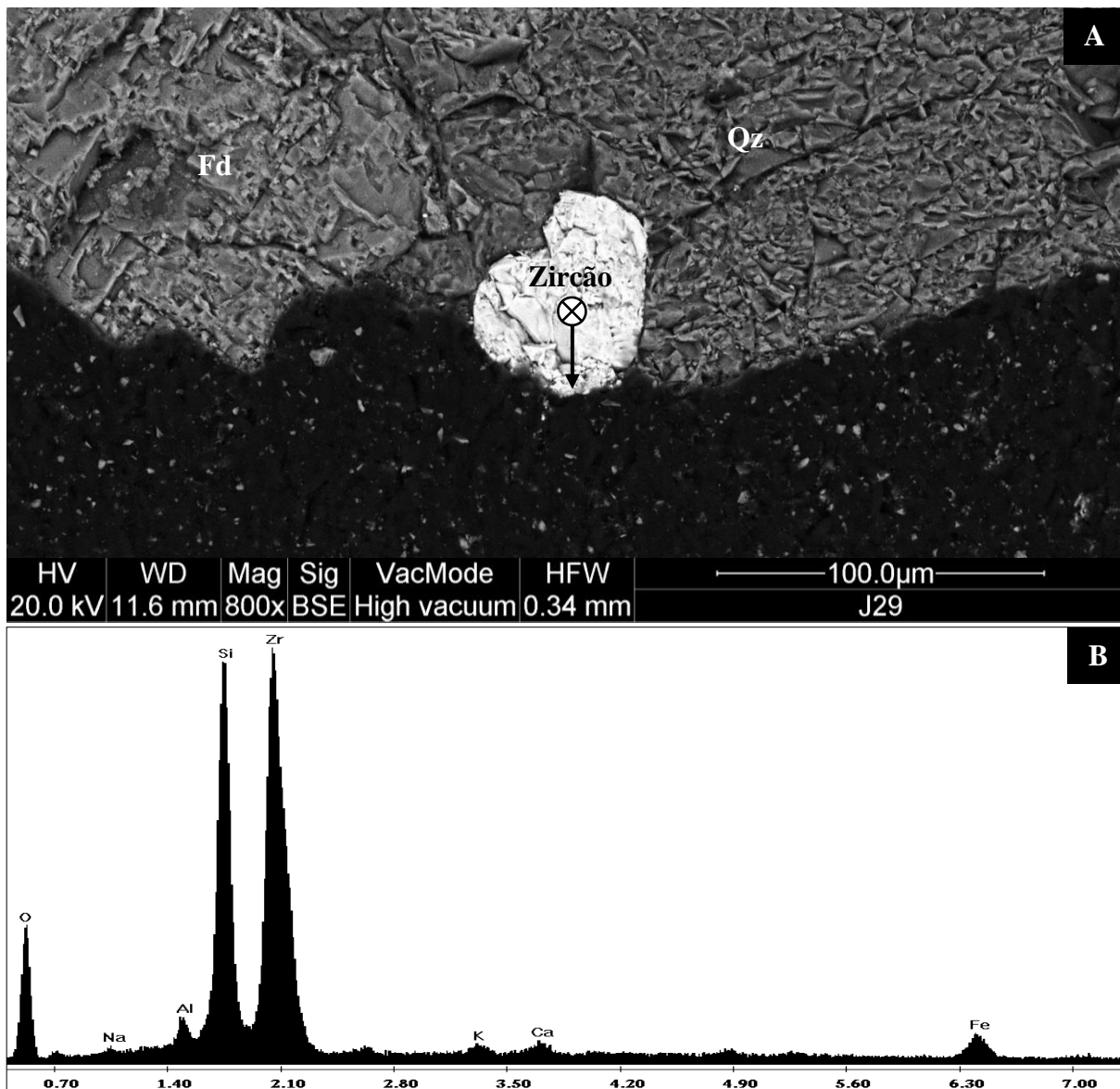


Figura 17 - Fotografia por MEV de fragmento poliminerálicos no horizonte 2Cr2/SC em P12: (A) Presença de zircão (ZrSiO_4) como mineral acessório associado ao quartzo e ao feldspato; (B) determinação elemental do zircão por EDS

Analogamente aos teores de zircônio e háfnio, observa-se uma proporcionalidade entre os teores de nióbio e titânio. Estes elementos também são frequentemente associados a minerais acessórios presentes em rochas ígneas ácidas, a exemplo da ilmenita (FeTiO_3), que foi encontrada em horizontes pedogênicos e saprolitogênicos na maioria dos perfis (Figura 18). Devido à resistência dos minerais que hospedam o nióbio e o titânio, os teores de destes elementos tendem a ser relativamente maiores nos horizontes mais superficiais.

Os teores de scândio, vanádio e cromo são inferiores aos da UCC na maioria dos horizontes dos treze perfis (Figuras 19, 20 e 21). Estes elementos apresentam variações proporcionais às do alumínio, indicando as suas associações com argilominerais. Os padrões de normalização dos ERT em comparação ao condrito permite a obtenção da relação La_N/Yb_N (Tabela 6), onde “N” indica a normalização condrítica.

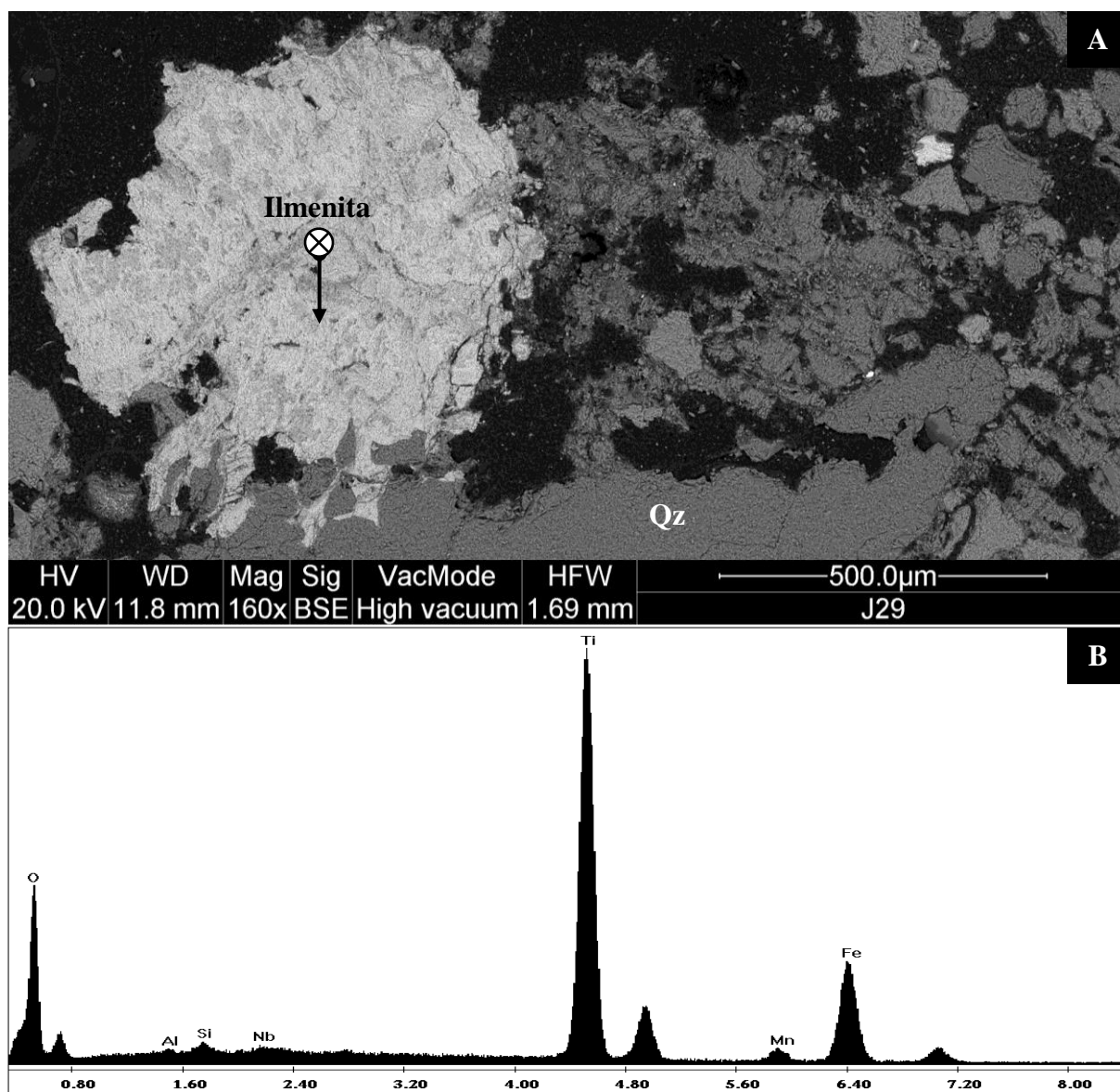


Figura 18 - Fotografia por MEV de fragmento no horizonte Cr2/CS em P5: (A) Ilmenita (FeTiO_3) associada ao quartzo; (B) determinação elemental da ilmenita por EDS

A relação La_N/Yb_N apresenta valores muito variáveis entre horizontes e perfis, no entanto, os horizontes pedogênicos tendem a apresentar maiores relações. Interpreta-se esta variação como uma clara demonstração associação do La_N com a assembleia mineralógica secundária, especialmente caulinita e óxidos de ferro ou alumínio. Diferente do La_N , estudos indicam que Yb_N não apresenta correlação com alumínio ou ferro (ISLAM et al., 2002; WEN; DUZGOREN-AYDIN; AYDIN, 2004; HEWAWASAM et al., 2013), o que é descrito como evidência da ausência de associações com minerais secundários.

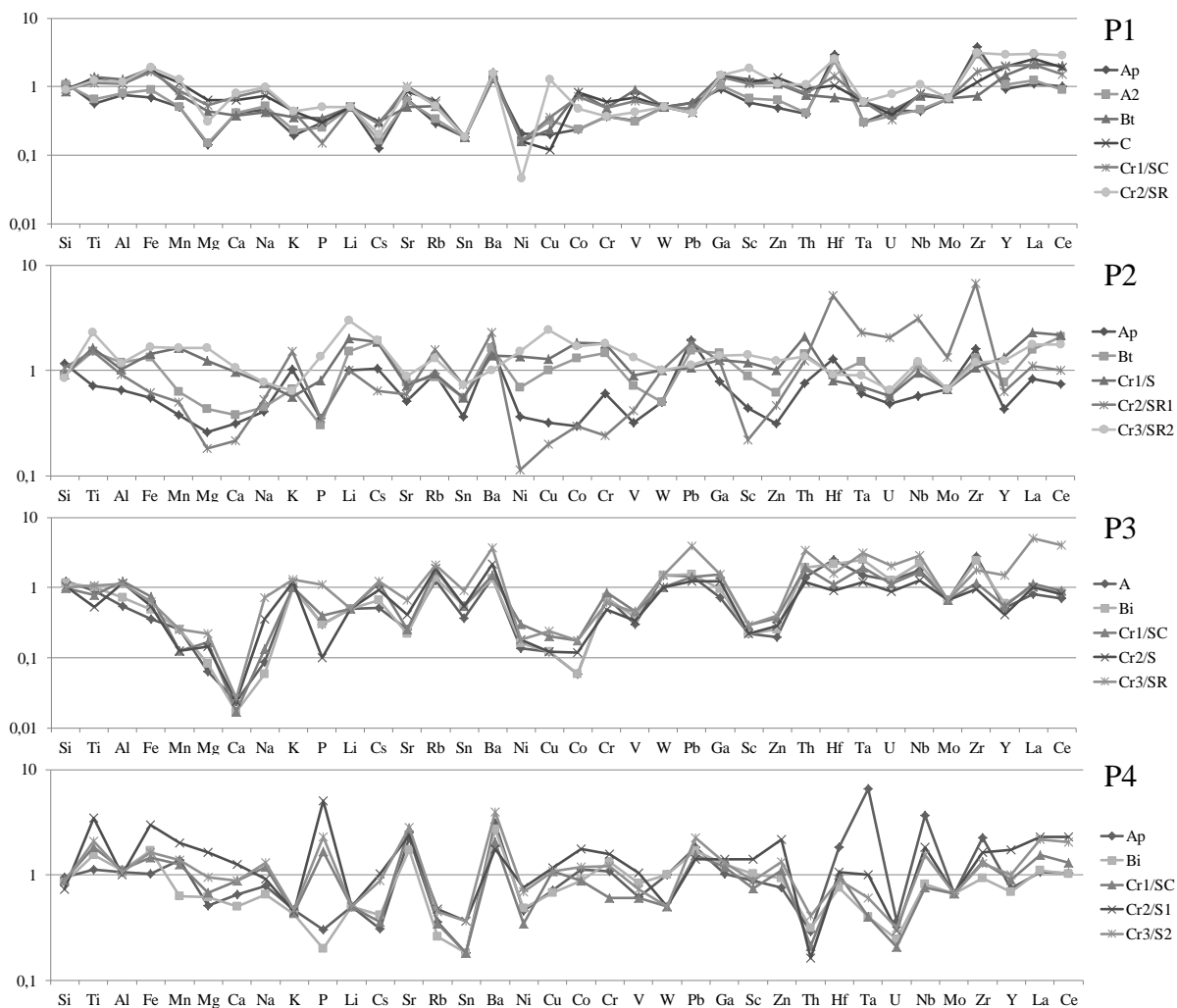


Figura 19 - Normaização dos elementos maiores e traço em horizontes dos perfis da zona da mata

A relação Th/Sc pode ser utilizada como parâmetro para diferenciação química entre mantos do intemperismo (ISLAM et al., 2002; PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007; PERRI et al., 2014). Em adição, os teores de Cr e Ni em estruturas intemperizadas podem ser utilizados como parâmetro de determinação de proveniências (WEN; DUZGOREN-AYDIN; AYDIN, 2004; PRICE; VELBEL; PATINO, 2005; TSUJI, 2012).

As relativas baixas concentrações de Cr nos perfis derivados de granitos e nos horizontes derivados de leucossomas em gnaisses indicam a constituição félsica destas estruturas, assim como os relativos elevados teores de Cr e Ni encontrados nos sienitos e nos resquícios de melanossoma dos gnaisses indicam a natureza mais máfica dos minerais destas estruturas (BUOL, 1986; BUOL; WEED, 1991; KRETZSCHMAR et al., 1997; LE PERA; CRITELLI; SORRISO-VALVO, 2001).

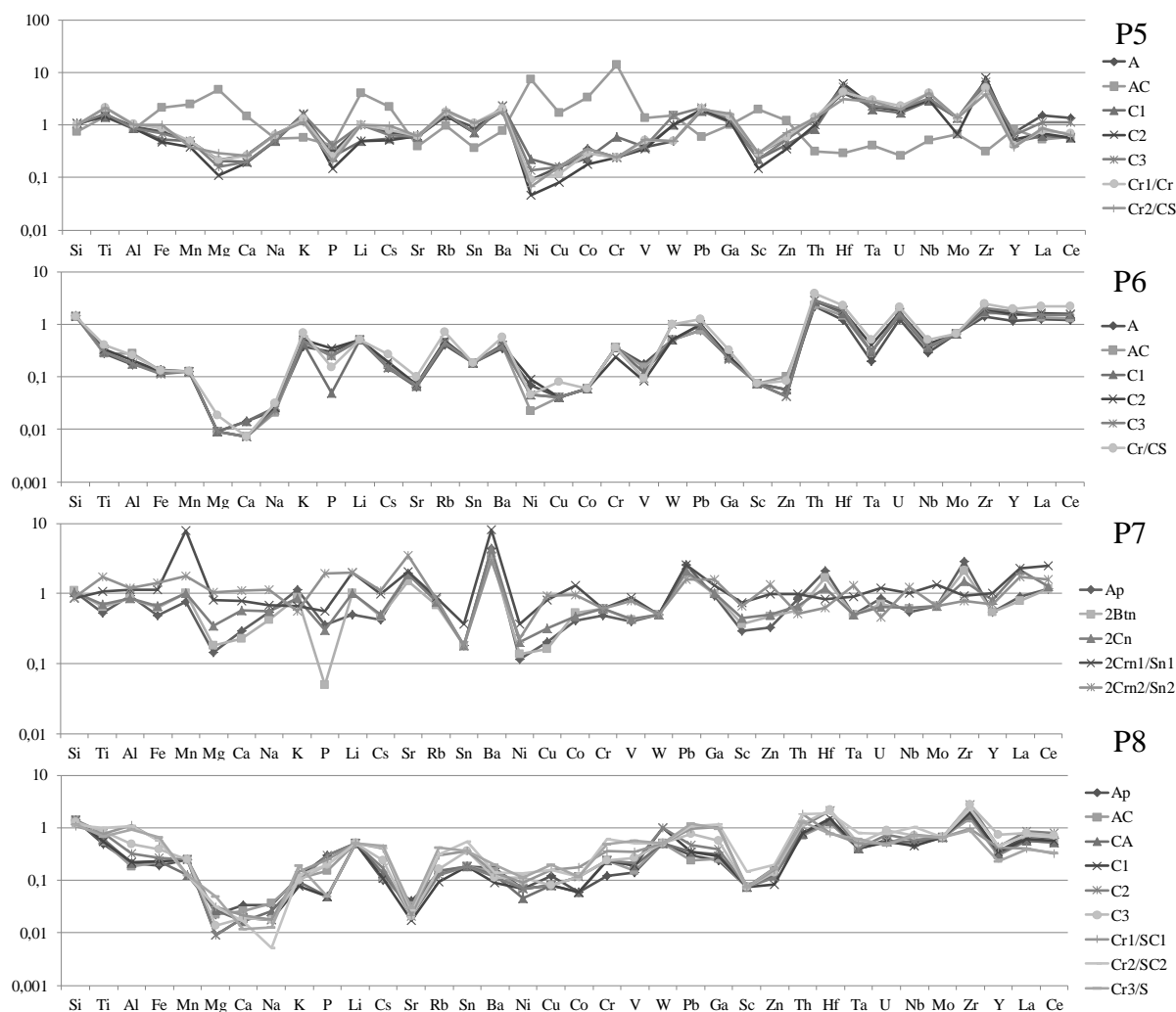


Figura 20 - Normalização dos elementos maiores e traço em horizontes dos perfis do Agreste

As relações entre La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co, La/Cr, Th/Cr e Cr/Th demonstraram fortes variações entre os horizontes de P13, derivado de granito do semiárido, e os horizontes de P11, derivado de sienito do semiárido, assim como entre os horizontes derivados de leucossomas e os horizontes derivados de melanossomas nos perfis provenientes de gnaisses.

Os horizontes derivados de melanossomas exibem relações La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co, La/Cr, Th/Cr e Cr/Th comumente descritas em rochas básicas (ANAND; GILKES, 1984; ANAND et al., 2001; HEWAWASAM et al., 2013), enquanto os resquícios de

leucossomas apresentaram relações elementares análogas às descritas em rochas ácidas (GRAY; SCHORIN; BUTT, 1996; AYDIN; EGELI, 2001; BRAND; BUTT, 2001).

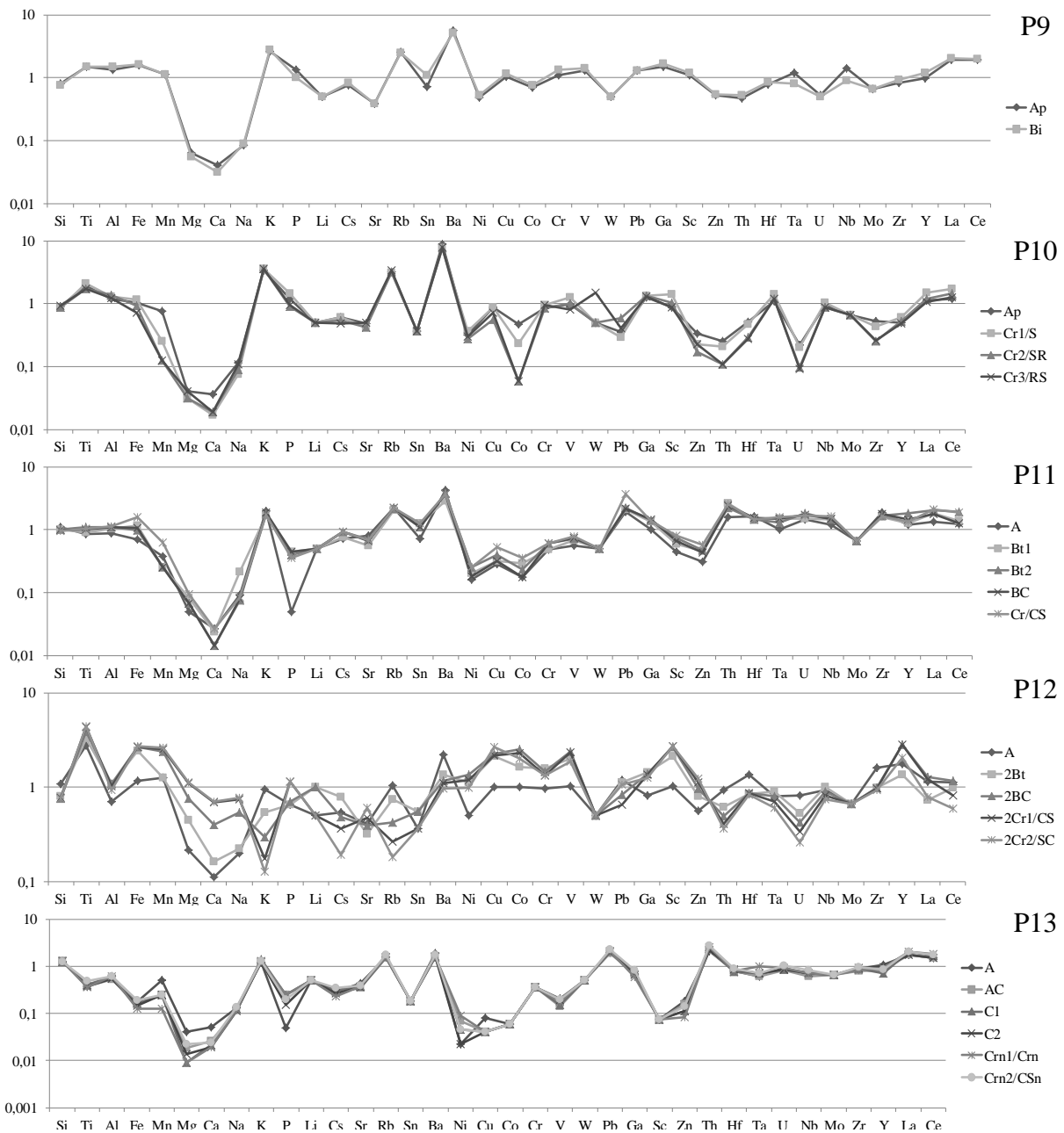


Figura 21 - Normalização dos elementos maiores e traço em horizontes dos perfis do Sertão

Os elevados valores de La/Sc, Th/Sc, La/Co, Th/Co, La/Cr, Th/Cr e Cr/Th expressaram perfeitamente a constituição ácida do litotipo granítico originário de P13 diferindo-o dos baixos valores observados em P11, derivado de sienito. Ambos os perfis estão localizados sob mesmo clima e em altitudes semelhantes, desta forma as variações observadas entre P11 e P13 ratificam o proposto por inúmeros estudos geoquímicos quanto à utilização destas relações como critérios de diferenciação entres mantos do intemperismo derivados de

rochas ácidas e os derivados de rochas intermediárias ou básicas (PERRI et al., 2011; NDJIGUI et al., 2013; YUSOFF; NGWENYA; PARSONS, 2013).

Os perfis apresentam maiores magnitudes de anomalias positivas de ETR da classe dos “light rare earth elements” (LREE) em comparação aos da classe dos “heavy rare earth elements” (HREE) (Figuras 22, 23 e 24). No entanto, a diferença nos teores de LREE e HREE entre os horizontes pedogênicos e saprolitogênicos pode estar associado ao fracionamento destes elementos sob a influência da mineralogia secundária. Minerais secundários são constantemente associados a retenção de ETR da classe dos LREE (PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007).

A sobreposição dos teores dos LREE sobre os teores dos HREE é frequentemente associada a presença de caulinita. Os óxidos de ferro também parecem estar associados a sobreposição dos teores do LREE sobre os teores dos HREE (GRAY; SCHORIN; BUTT, 1996; NDJIGUI et al., 2013).

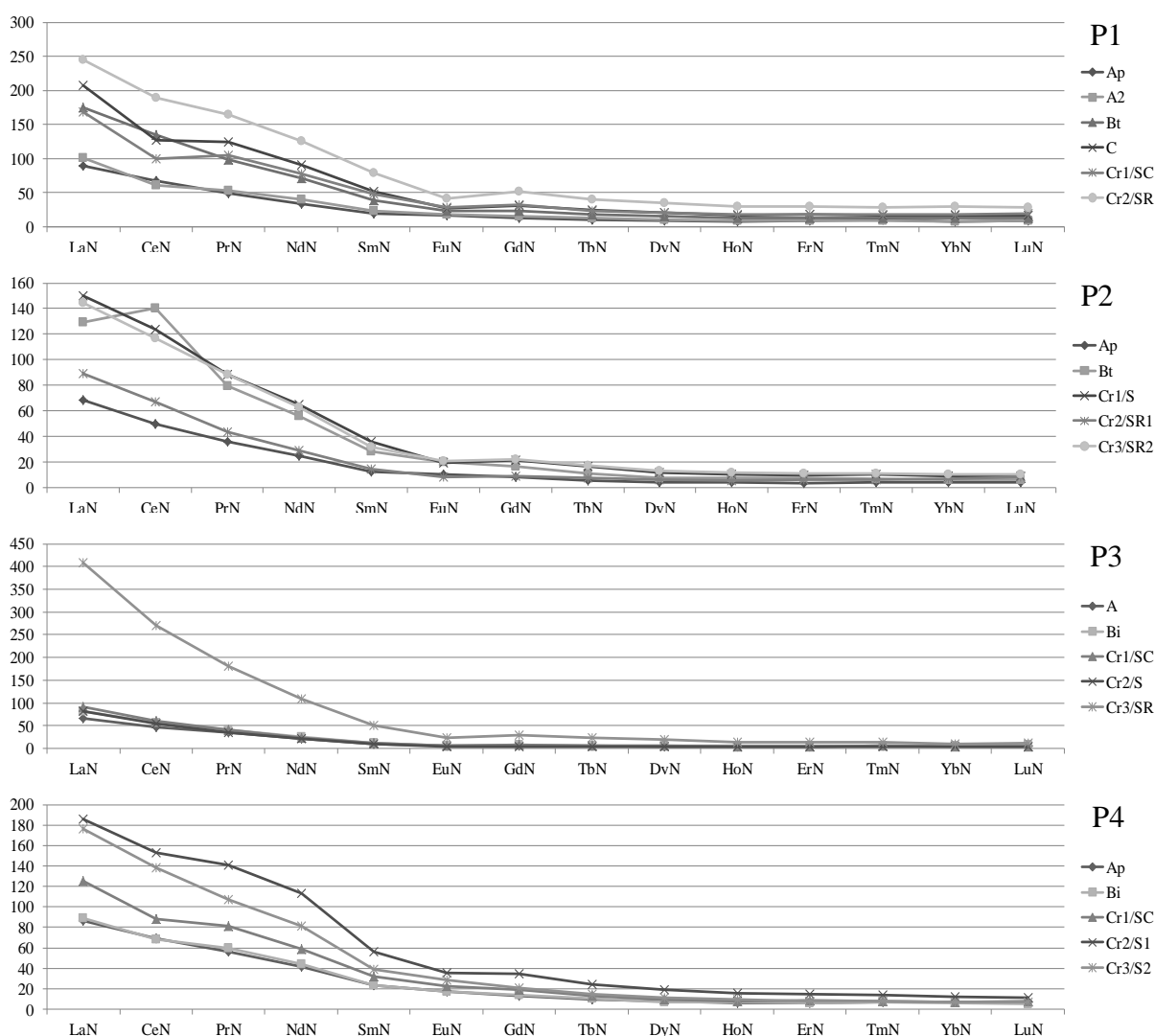


Figura 22 - Normalização dos ETR em horizontes dos perfis da zona da mata

A caulinita é o mineral secundário predominante nos treze perfis (Tabela 4) e parece estar presente de forma uniforme em horizontes do saprolito e do solo. No entanto, os teores de ferros secundários nos horizontes pedogênicos (Tabela 5) são consideravelmente superiores aos respectivos teores nos horizontes saprolitogênicos. Em adição, as relações Fe_o/Fe_d indicam consideráveis conteúdos das formas cristalinas de ferro nos horizontes de todos os perfis.

O incremento das formas secundárias de ferro no solo ajuda a explicar o aumento da relação LREE/HREE, a exemplo da La_N/Yb_N , na região superficial da maioria dos perfis. Anomalias nesta tendência, observadas em horizontes saprolíticos de P3, P4 e P7, devem estar relacionadas à elevada formação de óxidos secundários em horizontes derivados de resquícios melanossomas (ISLAM et al., 2002; PRICE; VELBEL; PATINO, 2005; PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007).

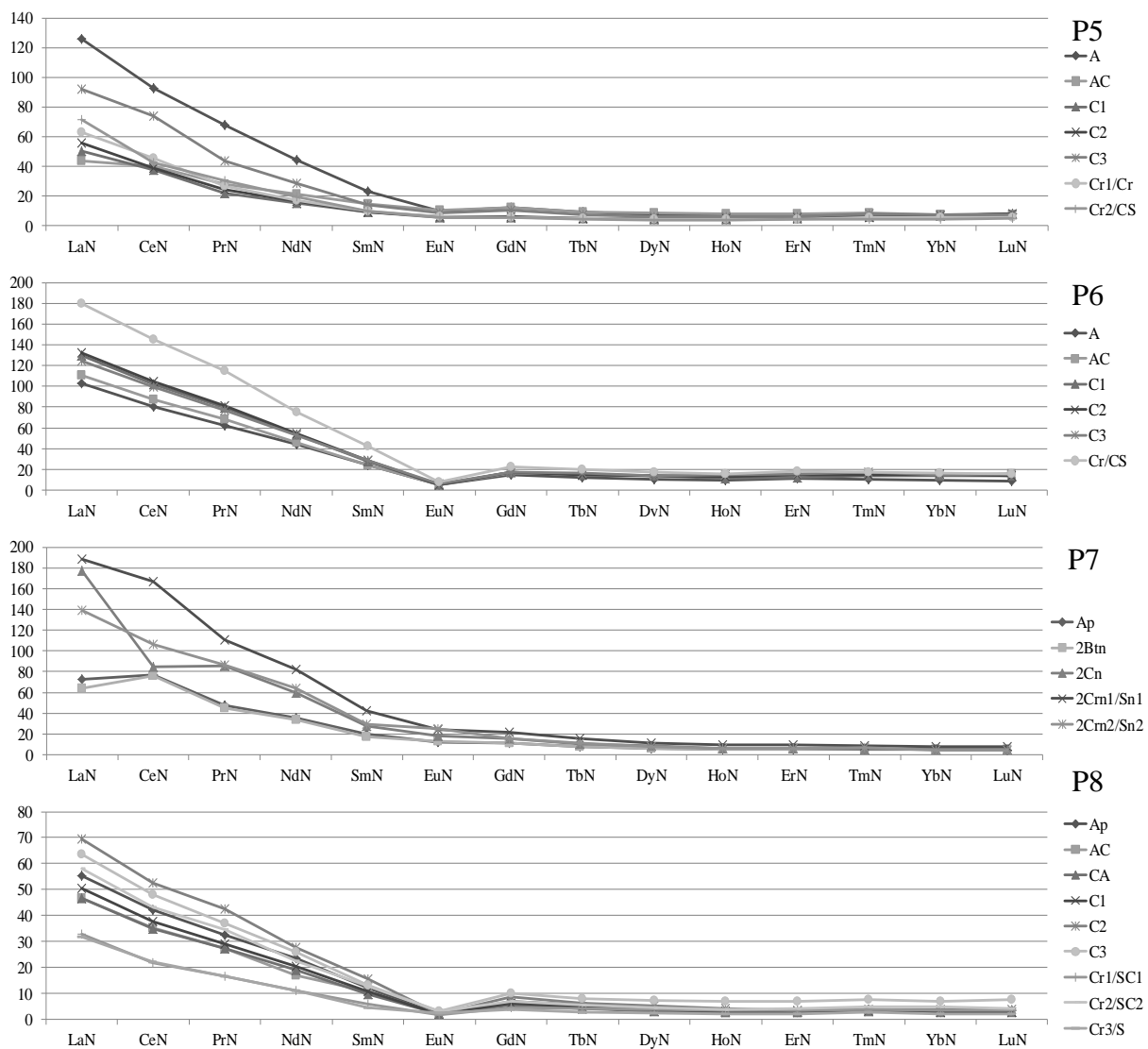


Figura 23 - Normalização dos ETR em horizontes dos perfis do Agreste

Devido à associação de LREE com a mineralogia secundária, especialmente com a caulinita e os óxidos de ferro (PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007; NDJIGUI et al., 2013), pode-se inferir que o desenvolvimento de revestimentos e preenchimentos formados por argilominerais e óxidos de ferro nos sistemas de fraturas dos horizontes saprolíticos, em especial nos horizontes derivados de melanossomas, evidenciado pelo incremento da relação La_N/Yb_N , devem contribuir para o aumento da reatividade das regiões mais profundas dos perfis estudados (GRAY; SCHORIN; BUTT, 1996; ISLAM et al., 2002; WEN; DUZGOREN-AYDIN; AYDIN, 2004).

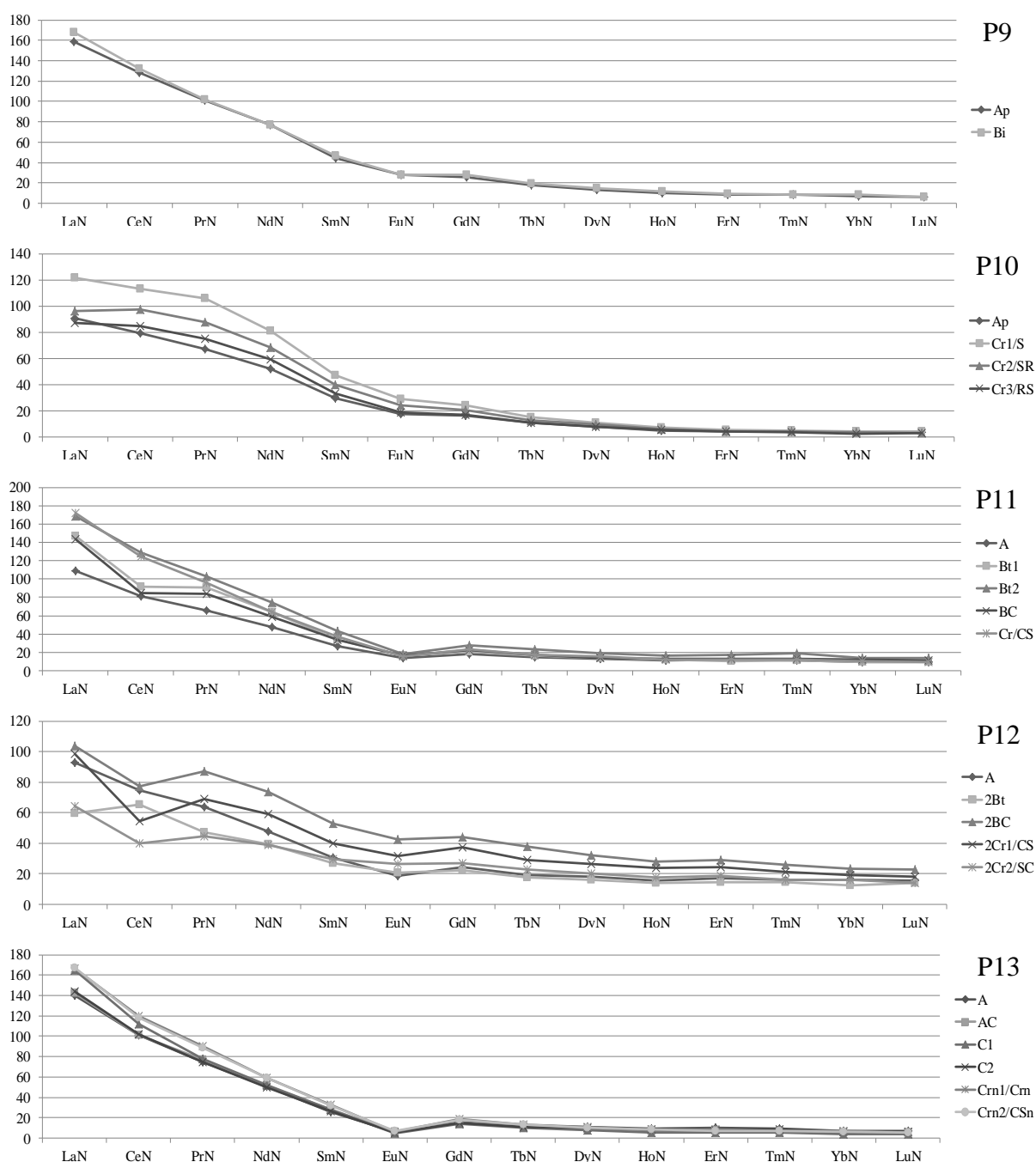


Figura 24 - Normalização dos ETR em horizontes dos perfis do Sertão

Os valores para as formas de alumínio secundário sugerem que os teores de formas secundárias de alumínio nos horizontes pedogenéticos dos trezes perfis também são superiores aos valores observados nos respectivos horizontes saprolíticos (Tabela 5). As baixas relações Al_o/Al_d indicam a prevalência das formas mais cristalinas de alumínio, a exemplo da gibbsita, nos sistemas solo-saprolitos. O maior conteúdo de formas secundárias de alumínio, em especial a gibbsita, também deve estar relacionado ao incremento da relação LREE/HREE nos horizontes pedogenéticos (WEN; DUZGOREN-AYDIN; AYDIN, 2004; PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007; TSUJI, 2012).

Apesar da ausência de dados que possam demonstrar as complexas formas de associações entre ETR e as superfícies reativas constituintes do solo e saprolitos, pode-se aqui inferir sobre: (1) quais são as ligações mais possíveis de estarem ocorrendo nos perfis estudados; (2) quais podem ser os efeitos destas ligações sobre a mobilidade dos ETRs no solo ou no saprolito e (3) quais são as implicações ambientais deste processo.

Alguns sistemas solo-saprolitos apresentaram irregularidade na distribuição de HREE com a profundidade. A dissolução de CO_2 , a sua respectiva associação com o sódio na solução circundante e a conseqüente formação de carbonato de sódio implicam em elevados valores de pH nos horizontes deste perfil (Tabela 3). Estudos demonstram que sob estas condições geoquímicas, ocorre uma maior mobilidade de HREE (ANAND; GILKES, 1984; GRAY; SCHORIN; BUTT, 1996; PERRI et al., 2011). A maior mobilidade de HREE pode então ter contribuído para a migração destes elementos através do perfil.

Os elevados valores de pH em alguns perfis podem contribuir para a formação de complexos móveis entre ETR, especialmente HREE, e carbonatos ou fosfatos (BRAND; BUTT, 2001; ISLAM et al., 2002; PRICE; VELBEL; PATINO, 2005). Pode-se então inferir que tal mecanismo pode: (1) deixar o solo de alguns perfis relativamente enriquecidos por LREE e (2) deixar o saprolito destes perfis relativamente enriquecidos por HREE. Entretanto, incrementos nos valores da relação La_N/Yb_N nos horizontes saprolíticos sugerem que a complexação e a conseqüente migração de ETR para regiões mais profundas dos perfis ocorre preferencialmente, porém não exclusivamente, para os HREE.

Além da reação com CO_2 e a conseqüente formação de carbonatos de terras raras, a matéria orgânica humificada também é frequentemente descrita como um ligante potencial para ETR (ANAND; GILKES, 1984; HEWAWASAM et al., 2013; NDJIGUI et al., 2013). A matéria orgânica humificada parece exercer forte controle sobre os padrões dos teores e da distribuição dos ETR nos sistemas solo saprolitos (ISLAM et al., 2002; PHILLIPS; WATSON; ROH, 2007; PERRI et al., 2014).

O conteúdo de matéria orgânica dos sistemas solo-saprolitos estudados tende a contribuir para a solubilização de ácidos orgânicos por águas subterrâneas (HIEBERT; BENNETT, 1992; KRETZSCHMAR; ROBARGE; AMOOZEGAR, 1995; DÜMIG; SMITTENBERG; KÖGEL-KNABNER, 2011). Em adição, a água percolante com ácidos húmicos solubilizados tendem a apresentar padrões de enriquecimento de ETR normalizados superiores aos valores presentes na UCC (PRICE; VELBEL; PATINO, 2005; PERRI et al., 2011, 2014).

O controle da matéria orgânica humificada sobre os padrões dos teores e da distribuição de ETR pode ser atribuído a ligações de HREE e LREE com ácidos orgânicos solúveis (KEIZER; BRUGGENWERT, 1991; BURT et al., 2003; LANG; EGGER; KAUPENJOHANN, 2005). No entanto, estudos demonstram que a ligação com a matéria orgânica humificada, a formação de carbonatos e a interação com argilominerais ou óxidos exercem efeitos limitados para o controle do desenvolvimento de níveis ambientalmente tóxicos de ETR (WU; GSCHWEND, 1986; PIGNATELLO, 1989; CHARBENEAU, 2000).

5.4 Conclusões

1. Evidências micromorfológicas e geoquímicas levam a inferir que os saprolito estudados, independente da estrutura, possuem importância agrícola e ambiental análoga à dos solos subjacentes;
2. Os macroporos dos saprolitos estudados devem atuar como vias preferenciais para o fluxo da água durante regimes saturados e podem contribuir para o indesejado transporte de possíveis contaminantes ou poluentes para corpos d'água naturais;
3. As principais implicações agrícolas e ambientais decorrentes da existência de feições texturais nos sistemas de fraturas dos saprolitos estudados devem estar relacionadas aos processos de condutividade e retenção de água, retenção e transporte de nutrientes e/ou retenção e transporte de contaminantes ou poluentes;
4. A presença de matéria orgânica nas diferentes estruturas dos horizontes constituintes dos perfis estudados pode contribuir para a maior estabilidade e conseqüente para a menor mobilidade de possíveis elementos contaminantes ou poluentes através dos sistemas solo-saprolitos;
5. O processo de “mineral carbonation”, como observado em P7, possui um relevante potencial para a mitigação do fenômeno de aquecimento global e pode transcender o ponto

estudado, se estendendo sobre os domínios dos Planossolos Nátricos análogos presentes no semiárido do Brasil;

6. Os sistemas solo-saprolitos estudados podem constituir uma fonte de aporte de metais pesados, ao mesmo tempo em que podem contribuir para a atenuação de elevados fluxos destes elementos para o ecossistema.

7. Os horizontes provenientes de melanossomas tendem a apresentar maiores conteúdos de minerais pesados e podem contribuir muito mais fortemente para o aporte de metais pesados para o complexo de troca em comparação aos horizontes derivados de bandeamentos leucossomáticos.

8. As interações geoquímicas com a matéria orgânica humificada, com CO₂ dissolvido em solução, com os argilominerais e/ou com os óxidos secundários podem influenciar o potencial de desenvolvimento de níveis ambientalmente tóxicos de ETR.

Referências

ALLEN, M.R.; FRAME, D.J.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C.D.; LOWE, J.A.; MEINSHAUSEN, M.; MEINSHAUSEN, N. Warming caused by cumulative carbon emissions towards the trillionth tonne. **Nature**, London, v. 458, n. 7242, p. 1163-1166, Apr. 2009.

ALLOWAY, B.J. **Heavy metals in soils**. New York: Blackie Academic & Professional; John Wiley, 1990. 339 p.

_____. The origins of heavy metals in soil. In: _____. (Ed.). **Heavy metals in soils**. New York: John Wiley, 1995. p. 29-39.

ANAND, R.R.; GILKES, R.J. Weathering of hornblende, plagioclase and chlorite in meta-dolerite, Australia. **Geoderma**, Amsterdam, v. 34, n. 3-4, p. 261-280, 1984.

ANAND, R.R.; GILKES, R.J.; ARMITAGE, T.M.; HILLYER, J.W. Feldspar weathering in lateritic saprolite. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 33, n. 1, p. 31-43, 1985.

ANAND, R.R.; WILDMAN, J.E.; VARGA, Z.S.; PHANG, C. Regolith evolution and geochemical dispersion in transported and residual regolith - Bronzewing gold deposit. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 3, p. 265-276, 2001.

ANDO, S.; GARZANTI, E.; PADOAN, M.; LIMONTA, M. Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: A catalog for optical analysis. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 280, p. 165-178, Dec. 2012.

ANDREWS, J.E. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 75, n. 1/4, p. 85-104, Mar. 2006.

ARAÚJO FILHO, J.A.; CARVALHO, F.C. Desenvolvimento sustentado da caatinga. In: ALVAREZ, V.H.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F. (Ed.). **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. Viçosa: SBCS: UFV, DPS, 1996. p. 125-133.

AYDIN, A. Stability of saprolitic slopes: nature and role of field scale heterogeneities. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 6, n. 1, p. 89-96, 2006.

AYDIN, A.; EGELI, I. Stability of slopes cut in metasedimentary saprolites in Hong Kong. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, Vienna, v. 60, n. 4, p. 315-319, 2001.

BAIZE, D.; STERCKEMAN, T. Of the necessity of knowledge of the natural pedo-geochemical background content in the evaluation of the contamination of soils by trace elements. **Science of the Total Environment**, Amsterdam, v. 264, n. 1/2, p. 127-139, Jan. 2001.

BECKER, G.F. **A reconnaissance of the goldfields of the Southern Appalachians**. Lansing: Universidade de Michigan; U.S. Government Printing Office, 1895. 85 p.

BEGONHA, A.; SEQUEIRA BRAGA, M.A. Weathering of the oporto granite: geotechnical and physical properties. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 57-76, 2002.

BERNASCONI, S.M.; CHRISTI, I.; HAJDAS, I.; ZIMMERMANN, S.; HAGEDOM, F. Weathering, soil formation and initial ecosystem evolution on a glacier forefield: a case study from the Damma Glacier, Switzerland. **Mineralogical Magazine**, London, v. 72, n. 1, p. 19-22, 2008.

BÉTARD, F. Spatial variations of soil weathering processes in a tropical mountain environment: the Baturité massif and its piedmont (Ceará, NE Brazil). **Catena**, Amsterdam, v. 93, p. 18-28, 2012.

BLUM, A.E.; STILLINGS, L.L. Feldspar dissolution kinetics. In: WHITE, A.F.E.; BRANTLEY, S.L. (Ed.). **Chemical weathering rates of silicate minerals**. Washington: Mineralogical Society of America, 1995. p. 291-351. (Reviews of Mineralogy, 31).

BORRELLI, L.; PERRI, F.; CRITELLI, S.; GULLA, G. Mineropetrographical features of weathering profiles in Calabria, Southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 92, p. 196-207, 2012.

_____. Characterization of granitoid and gneissic weathering profiles of the Mucone River basin (Calabria, Southern Italy). **Catena**, Amsterdam, v. 113, p. 325-340, 2014.

BRAND, N.W.; BUTT, C.R.M. Weathering, element distribution and geochemical dispersion at Mt Keith, Western Australia: Implication for nickel sulphide exploration. **Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis**, London, v. 1, n. 4, p. 391-407, 2001.

BRASIL. Conselho Nacional do Meio Ambiente. Resolução nº 420, de 28 de Dezembro 2009. Dispõe sobre critérios e valores orientadores de qualidade do solo quanto à presença de substâncias químicas e estabelece diretrizes para o gerenciamento ambiental de áreas

contaminadas por essas substâncias em decorrência de atividades antrópicas. **Diário Oficial da União**, Brasília, nº 249, p. 81-84, 30 dez. 2009.

BRAUN, J.-J.; MARECHAL, J.-C.; RIOTTE, J.; BOEGLIN, J.-L.; BEDIMO, J.-P.B. Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain (Nsimi, South Cameroon). **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 99, p. 243-270, Dec. 2012.

BROWN, G.; BRINDLEY, G.W. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: BRINDLEY, G.W.; BROWN, G. (Ed.). **Cristal structures of clay minerals and their X ray identification**. London: Mineralogical Society, 1980. cap.chap. 5, p. 305-360.

BUOL, S.W. Saprolite-regolith taxonomy: an approximation. In: CREMEENS, D.L.; BROWN, R.B.; HUDDLESTON, J.H. (Ed.). **Whole regolith pedology**. Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 119-132. (Special Publication, 34).

BUOL, S.W.; WEED, S.B. Saprolite-soil transformations in the Piedmont and Mountains of North Carolina. **Geoderma**, Amsterdam, v. 51, n. 1/4, p. 15-28, 1991.

BUOL, S.W.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Physical, chemical, and morphological properties of some regoliths in North Carolina. **Southeastern Geology**, Tallahassee, v. 39, n. 3/4, p. 151-160, 2000.

BURT, R.; WILSON, M.A.; MAYS, M.D.; LEE, C.W. Major and trace elements of selected pedons in the USA. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 32, n. 6, p. 2109-2121, Nov./Dec. 2003.

BUSS, H.L.; MATHUR, R.; WHITE, A.F.; BRANTLEY, S.L. Phosphorus and iron cycling in deep saprolite, Luquillo Mountains, Puerto Rico. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 269, p. 52-61, 2010.

BUTT, C.R.M.; LINTERN, M.J.; ANAND, R.R. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain - implications for geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 16, n. 3/4, p. 167-183, June 2000.

CADY, J. G. Rock weathering and soil formation in the North Carolina Piedmont Region. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 15, p. 337-342, 1951.

CALVERT, C.S.; BUOL, S.W.; WEED, S.B. Mineralogical Characteristics and transformations of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont: I. Profile morphology, chemical composition, and mineralogy. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 1096-1103, 1980.

CAMPOS, M.L.; PIERANGELI, M.A.P.; GUILHERME, L.R.G.; MARQUES, J.J.; CURI, N. Baseline concentration of heavy metals in Brazilian latosols. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, London, v. 34, n. 3/4, p. 547-557, 2003.

CERTINI, G.; WILSON, M.J.; HILLIER, S.J.; FRASER, A.R.; DELBOS, E. Mineral weathering in trachydacitic-derived soils and saprolites involving formation of embryonic

halloysite and gibbsite at Mt. Amiata, Central Italy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 133, p. 173–190, 2006.

CHARBENEAU, R.J. **Groundwater hydraulics and pollutant transport**. Madison: Prentice Hall, 2000. 593 p.

CURI, N.; FRANZMEIER, D.P. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some oxisols in Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 51, n. 1, p. 153-158, Jan./Feb. 1987.

DICKENS, R.; HILTBOLD, A.E. Movement and persistence of methanearsonates in soil. **Weeds**, Madison, v. 15, n. 4, p. 299-304, 1967.

DRIESE, S.G.; MCKAY, L.D. Epi-fluorescence micromorphology of saprolite reveals evidence for colloid retention in microscale pore systems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 121, n. 1-2, p. 143-152, July 2004.

DÜMIG, A.; HÄUSLER, W.; STEFFENS, M.; KÖGEL-KNABNER, I. Clay fractions from a soil chronosequence after glacier retreat reveal the initial evolution of organo-mineral associations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 85, p. 1-18, 2012.

DÜMIG, A.; SMITTENBERG, R.; KÖGEL-KNABNER, I. Concurrent evolution of organic and mineral components during initial soil development after retreat of the Damma glacier, Switzerland. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 1/2, p. 83-94, 2011.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212 p.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília, 2013. 353 p.

FREY, B.; RIEDER, S.R.; BRUNNER, I.; PLOTZE, M.; KOETZSCH, S. Weathering-associated bacteria from the damma glacier forefield: physiological capabilities and impact on granite dissolution. **Applied and Environmental Microbiology**, Washington, v. 76, n. 14, p. 4788-4796, 2010.

GARDNER, L.R.; KHEORUENROMNE, I.; CHEN, H.S. Isovolumetric geochemical investigation of a buried granite saprolite near Columbia, SC, U.S.A. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 42, n. 4, p. 417-424, 1978.

GEORGE, R.J. Hydraulic properties of groundwater systems in the saprolite and sediments of the wheatbelt, Western Australia. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 130, n. 1/4, p. 251-278, 1992.

GOLDBERG, D.S.; TAKAHASHI, T.; SLAGLE, A.L. Carbon dioxide sequestration in deep-sea basalt. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 105, n. 29, p. 9920-9925, July 2008.

GRAY, D.J.; SCHORIN, K.H.; BUTT, C.R.M. Mineral associations of platinum and palladium in lateritic regolith, Ora Banda Sill, Western Australia. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v. 57, n. 1/3, p. 245-255, Dec. 1996.

GUNTER, W.D.; WIWCHAR, B.; PERKINS, E.H. Aquifer disposal of CO₂-rich greenhouse gases: extension of the time scale of experiment for CO₂-sequestering reactions by geochemical modelling. **Mineralogy and Petrology**, Vienna, v. 59, n. 1/2, p. 121-140, 1997.

HEWAWASAM, T.; von BLANCKENBURG, F.; BOUCHEZ, J.; DIXON, J.L.; SCHUESSLER, J.A.; MAEKELER, R. Slow advance of the weathering front during deep, supply-limited saprolite formation in the tropical Highlands of Sri Lanka. **Geochimica Et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 118, p. 202-230, Oct. 2013.

HIEBERT, F.K.; BENNETT, P.C. Microbial control of silicate weathering in organic-rich ground-water. **Science**, New York, v. 258, n. 5080, p. 278-281, Oct. 1992.

HOFFERT, M.I.; CALDEIRA, K.; BENFORD, G.; CRISWELL, D.R.; GREEN, C.; HERZOG, H.; JAIN, A.K.; KHESHGI, H.S.; LACKNER, K.S.; LEWIS, J.S.; LIGHTFOOT, H.D.; MANHEIMER, W.; MANKINS, J.C.; MAUEL, M.E.; PERKINS, L.J.; SCHLESINGER, M.E.; VOLK, T.; WIGLEY, T.M.L. Advanced technology paths to global climate stability: Energy for a greenhouse planet. **Science**, New York, v. 298, n. 5595, p. 981-987, Nov. 2002.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **IPCC special report on carbon dioxide capture and storage**. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2005. 442 p.

ISLAM, M.R.; PEURANIEMI, V.; AARIO, R.; ROJSTACZER, S. Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland. **Applied Geochemistry**, Amsterdam, v. 17, n. 7, p. 885-902, July 2002.

JACKSON, M.L. **Soil chemical analysis: advanced course**. 2nd ed. Madison: University of Wisconsin, 1975. 895 p.

JACOMINE, P.K.T. Solos sob caatinga: características e uso agrícola. In: ALVAREZ, V.H.; FONTES, L.E.F.; FONTES, M.P.F. (Ed.). **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. Viçosa: SBCS: UFV, DPS, 1996. p. 95-133.

JACOMINE, P.K.T.; CAVALCANTI, A.C.; BURGOS, N.; PESSOA, S.C.P.; SILVEIRA, C.O. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco**. Recife: Ministério da Agricultura; SUDENE, 1973. 359 p. (Boletim Técnico 26; Série Pedologia, 14).

JESSEN, K.; KOVSCEK, A.R.; ORR JR, F.M. Increasing CO₂ storage in oil recovery. **Energy Convers Manage**, Amsterdam, v. 46, n. 2, p. 293-311, 2005.

JOLICOEUR, S.; ILDEFONSE, P.; BOUCHARD, M. Kaolinite and gibbsite weathering of biotite within saprolites and soils of Central Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 64, n. 3, p. 1118-1129, 2000.

KABATA-PENDIAS, A.; MUKHERJEE, A.B. **Trace elements from soil to human**. Berlin; Heidelberg: Springer; Verlag, 2007. 550 p.

KEIZER, P.; BRUGGENWERT, M.G.M. Adsorption of heavy metals by clay: aluminum hydroxide complexes. In: BOLT, G.H.; DE BOODT, M.F.; HAYES, M.H.B.; MCBRIDE, M.B. (Ed.). **Interactions at the soil colloid: soil solution interface**. Amsterdam: Springer Netherlands, 1991. chap. 6, p. 177-204. (Nato Science Series E:).

KELEMEN, P.B.; MATTER, J. In situ carbonation of peridotite for CO₂ storage. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 105, n. 45, p. 17295-17300, Nov. 2008.

KORBOL, R.; KADDOUR, A. Sleipner west CO₂ disposal–injection of removed CO₂ into the Utsira formation. **Energy Convers Manage**, Amsterdam, v. 36, n. 3-9, p. 509–512, 1999.

KRETZSCHMAR, R.; ROBARGE, W.P.; AMOOZEGAR, A. Influence of natural organic matter on colloid transport through saprolite. **Water Resources Research**, Washington, v. 31, n. 3, p. 435-445, 1995.

KRETZSCHMAR, R.; ROBARGE, W.P.; AMOOZEGAR, A.; VEPRASKAS, M.J. Biotite alteration to halloysite and kaolinite in soil-saprolite profiles developed from mica schist and granite gneiss. **Geoderma**, Amsterdam, v. 75, n. 3/4, p. 155–170, 1997.

LANG, F.; EGGER, H.; KAUPENJOHANN, M. Size and shape of lead-organic associations. **Colloids and Surfaces. A: Physicochemical and Engineering Aspects**, Amsterdam, v. 265, n. 1/3, p. 95-103, Sept. 2005.

LAPANJE, A.; WIMMERSBERGER, C.; FURRER, G.; BRUNNER, I.; FREY, B. Pattern of elemental release during the granite dissolution can be changed by aerobic heterotrophic bacterial strains isolated from damma glacier (Central Alps) deglaciated granite sand. **Microbial Ecology**, New York, v. 63, n. 4, p. 865-882, May 2012.

LE PERA, E.; SORRISO-VALVO, M. Weathering and morphogenesis in a mediterranean climate, Calabria, Italy. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 34, n. 3/4, p. 251–270, 2000.

LE PERA, E.; CRITELLI, S.; SORRISO-VALVO, M. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. **Catena**, Amsterdam, v. 42, n. 1, p. 1–15, 2001.

LEINZ, V.; CAMPOS, J.E.S. **Guia para determinação de minerais**. 8. ed. São Paulo: Nacional, 1979. 149 p.

LI, K.; AMOOZEGAR, A.; ROBARGE, W.; BUOL, S.W. Water movement and solute transport through saprolite. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, n. 6, p. 1738-1745, 1997.

MADRID, L.; DIAZ-BARRIENTOS, E. Release of metals from homogeneous soil columns by wastewater from an agricultural industry. **Environmental Pollution**, Amsterdam, v. 101, n. 1, p. 43-48, 1998.

MANNING, D.A.C. Biological enhancement of soil carbonate precipitation: passive removal of atmospheric CO₂. **Mineralogical Magazine**, London, v. 72, n. 2, p. 639-649, Apr. 2008.

MANNING, D.A.C.; RENFORTH, P. Passive sequestration of atmospheric CO₂ through coupled plant-mineral reactions in urban soils. **Environmental Science & Technology**, Washington, v. 47, n. 1, p. 135-141, Jan. 2013.

MARINI, L. **Geological sequestration of carbon dioxide**: thermodynamics, kinetics, and reaction path modeling. Amsterdam: Elsevier, 2007. 470 p.

MARTIN, R.P. Review of geological aspects of slope engineering. **HKIE Transactions Hong Kong Institution of Engineers**, Beijing, v. 10, n. 3, p. 26-33, 2003.

MATTER, J.M.; TAKAHASHI, T.; GOLDBERG, D. Experimental evaluation of in situ CO₂-water-rock reactions during CO₂ injection in basaltic rocks: Implications for geological CO₂ sequestration. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, San Francisco, v. 8, n. 2, p. 169-178, Feb. 2007.

MCGRAIL, B.P.; SCHAEF, H.T.; HO, A.M.; CHIEN, Y.-J.; DOOLEY, J.J.; DAVIDSON, C.L. Potential for carbon dioxide sequestration in flood basalts. **Journal of Geophysical Research-Solid Earth**, Amsterdam, v. 111, n. B12201, p. 1-13, Dec. 2006.

MCKAY, K.A.; RADCLIFFE, D.E.; WEST, L.T.; CABRERA, M.L. Anion exchange in sapolite. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 3, n. 2, p. 668-675, May 2004.

MCKAY, L.D.; DRIESE, S.G.; SMITH, K.H.; VEPRASKAS, M.J. Hydrogeology and pedology of sapolite formed from sedimentary rock, eastern Tennessee, USA. **Geoderma**, Amsterdam, v. 126, n. 1/2, p. 27-45, May 2005.

MCKEAGUE, J.A.; DAY, D.H. Dithionite- and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 46, n. 1, p. 13-22, 1966.

MCLENNAN, S.M.; TAYLOR, S.R.; HEMMING, S.R. Composition, differentiation, and evolution of continental crust: constraints from sedimentary rocks and heat flow. In: BROWN, M.; RUSHMER, T. (Ed.). **Evolution and differentiation of the continental crust**. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. p. 92-134.

MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, Chantilly, v. 7, n. 1, p. 317-327, 1958.

MICO, C.; PERIS, M.; RECATALA, L.; SANCHEZ, J. Baseline values for heavy metals in agricultural soils in an European Mediterranean region. **Science of the Total Environment**, Amsterdam, v. 378, n. 1/2, p. 13-17, May 2007.

MILNES, A.R.; BOURMAN, R.P.; NORTHCOTE, K.H. Field relationships of ferricretes and weathered zones in southern south-australia - a contribution to laterite studies in Australia. **Australian Journal of Soil Research**, Sydney, v. 23, n. 4, p. 441-465, 1985.

MOORE, D.M.; REYNOLDS, R.C. **X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals**. 2nd ed. Oxford: Oxford University Press, 1997. 400 p.

MOULTON, K.L.; BERNER, R.A. Quantification of the effect of plants on weathering: Studies in Iceland. **Geology**, Washington, v. 26, n. 10, p. 895-898, Oct. 1998.

MOULTON, K. .; WEST, A.J.; BERNER, R.A. Solute flux and mineral mass balance approaches to the quantification of plant effects on silicate weathering. **American Journal of Science**, Madison, v. 300, n. 7, p. 539-570, Sept. 2000.

MURPHY, S.F.; BRANTLEY, S.L.; BLUM, A.E.; WHITE, A.F.; DONG, H. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico: II. Rate and mechanism of biotite weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 62, n. 2, p. 227–243, 1998.

NDJIGUI, P.D.; BADINANE, M.F.B.; NYECK, B.; NANDJIP, H.P.K.; BILONG, P. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaounde, South Cameroon. **Journal of African Earth Sciences**, Amsterdam, v. 79, p. 125-142, Mar. 2013.

NIEUWENHUIZE, J.; POLEYVOS, C.H.; VANDENAKKER, A.H.; VANDELFT, W. Comparison of microwave and conventional extraction techniques for the determination of metals in soil, sediment and sludge samples by atomic spectrometry. **Analyst**, Whashington, v. 116, n. 4, p. 347-351, Apr. 1991.

O'BRIEN, E.L.; BUOL, S.W. Physical transformations in a vertical soil-saprolite sequence. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 2, p. 354-357, 1984.

OELKERS, E.H.; GISLASON, S.R.; MATTER, J. Mineral carbonation of CO₂. **Elements**, Madison, v. 4, n. 5, p. 333-337, Oct. 2008.

OVERSTREET, W.C.; YATES, R.G.; GRIFFITTS, W.R. **Heavy minerals in the saprolite of the crystalline rocks in the Shelby Quadrangle, North Carolina**. Washington: United States Government Printing Office, 1963: 31 p. (Geological Survey Bulletin, 1162-F).

PACALA, S.; SOCOLOW, R. Stabilization wedges: solving the climate problem for the next 50 years with current technologies. **Science**, New York, v. 305, n. 5686, p. 968-972, Aug. 2004.

PEDRON, F.A. **Mineralogia, morfologia e classificação de saprolitos e Neossolos derivados de rochas vulcânicas no Rio Grande do Sul**. 2007. 160 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007.

PERRI, F.; CRITELLI, S.; MONGELLI, G.; CULLERS, R.L. Sedimentary evolution of the Mesozoic continental redbeds using geochemical and mineralogical tools: the case of upper triassic to lowermost jurassic Monte di Gioiosa mudrocks (Sicily, southern Italy). **International Journal of Earth Sciences**, Berlin, v. 100, n. 7, p. 1569-1587, 2011.

PERRI, F.; SCARCIGLIA, F.; APOLLARO, C.; MARINI, L. Characterization of granitoid profiles in the Sila Massif (Calabria, southern Italy) and reconstruction of weathering processes by mineralogy, chemistry, and reaction path modeling. **Journal of Soils and Sediments**, Berlin, p. 1-22, 2014. In press.

PHILLIPS, D.H.; WATSON, D.B.; ROH, Y. Uranium deposition in a weathered fractured saprolite/shale. **Environmental Science & Technology**, Whashington, v. 41, n. 22, p. 7653-7660, Nov. 2007.

PIGNATELLO, J. J. Sorption dynamics of organic compounds in soils and sediments. In: SAWHNEY, B.L.; BROWN, K. (Ed.). **Reactions and movement of organic chemicals in soils**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 45-80. (Special Publication, 22).

PRICE, J.R.; VELBEL, M.A.; PATINO, L.C. Rates and time scales of clay-mineral formation by weathering in saprolitic regoliths of the southern Appalachians from geochemical mass balance. **Geological Society of America Bulletin**, Whashington, v. 117, n. 5/6, p. 783-794, May/June 2005.

REBERTUS, R.A.; WEED, S.B.; BUOL, S.W. Transformations of Biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 50, n. 3, p. 810-819, 1986.

RICE, T.J.B., BUOL, S.W.; WEED, S.B. Soil-Saprolite profiles derived from mafic rocks in the North Carolina Piedmont: I. Chemical, morphological, and mineralogical characteristics and transformations. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, n. 1, p. 171-178, 1985.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L. H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5. ed. Viçosa: SBCS; SNLCS, 2005. 100 p.

SCARCIGLIA, F.; LE PERA, E.; CRITELLI, S. Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy): from field scale to micromorphology. **Catena**, Amsterdam, v. 61, n. 1, p. 1-29, 2005.

SCHOENEBERGER, P.J.; AMOOZEGAR, A. Directional saturated hydraulic conductivity and macropore morphology of a soil-saprolite sequence. **Geoderma**, Amsterdam, v. 46, p. 31-49, 1990.

SCHOENEBERGER, P.J.; AMOOZEGAR, A.; BUOL, S.W. Physical property variation of a soil and saprolite continuum at three geomorphic positions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, n. 5, p. 1389-1397, 1995.

SCHOLTEN, T. Hydrology and erodibility of the soils and saprolite cover of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 247-262, 1997.

SCHOLTEN, T.; FELIX-HENNINGSSEN, P.; SCHOTTE, M. Geology, soils and saprolites of the Swaziland Middleveld. **Soil Technology**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 229-246, 1997.

SEQUEIRA BRAGA, M.A.; LOPES NUNES, J.E.; PAQUET, H.; MILLOT, G. Essai sur les arènes de l'Europe atlantique. Zonalité climatique. Place de l'arénisation parmi les grands systèmes mondiaux d'altération météorique. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, Paris, v. 309, n. 2, p. 1955-1962, 1989.

_____. Climatic zonality of coarse granitic saprolites ("arènes") in Atlantic Europe from Scandinavia to Portugal. **Sciences Géologiques**, Strasbourg, v. 85, p. 99-108, 1990.
Apresentado no INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 9., 1989, Strasbourg.

SEQUEIRA BRAGA, M.A.; PAQUET, H.; BEGONHA, A. Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. **Catena**, Amsterdam, v. 49, n. 1/2, p. 41–56, 2002.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil taxonomy**: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd ed. Washington: USDA, 1999. 869 p.

STOLT, M.H.; BAKER, J.C.; SIMPSON, T.W. Micromorphology of the soil-saprolite transition zone in Hapludults of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 1067-1075, 1991.

_____. Characterization and genesis of saprolite derived from Gneissic Rocks of Virginia. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 2, p. 531-539, 1992.

_____. Soil-landscape relationships in Virginia: I. Soil variability and parent material uniformity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 2, p. 414-421, 1993.

TAYLOR, R.; TINDIMUGAYA, C.; BARKER, J.; MACDONALD, D.; KULABAKO, R. Convergent radial tracing of viral and solute transport in gneiss saprolite. **Ground Water**, Westerville, v. 48, n. 2, p. 284-294, Mar./Apr. 2010.

TAYLOR, S.R.; MCLENNAN, S.M. **The continental crust**: its composition and evolution. Oxford; London; Edinburgh; Boston; Palo Alto; Melbourne: Blackwell Scientific, 1985. 312 p.

TSUJI, H. Behavior of reduction and growth of metal in smelting of saprolite Ni-ore in a rotary kiln for production of ferro-nickel alloy. **Isij International**, Tokyo, v. 52, n. 6, p. 1000-1009, 2012.

VEPRASKAS, M.J.; JONGMANS, A.G.; HOOVER, M.T.; BOUMA, J. Hydraulic conductivity of saprolite as determined by channels and porous groundmass. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 55, n. 4, p. 932-938, 1991.

VEPRASKAS, M.J.; KLEISS, H.J.; AMOOZEGAR, A.; GUERTAL, W.R. Porosity factors that control the hydraulic conductivity of soil-saprolite transitional zones. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, n. 1, p. 192-199, 1996.

WELBY, C.W. **A technique for evaluating the hydraulic conductivity of saprolite**. Raleigh: North Carolina University; Water Resources Research Institute, 1981. 38 p.

WEN, B.P.; DUZGOREN-AYDIN, N.S.; AYDIN, A. Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments. **Environmental Geology**, Verlag, v. 47, n. 1, p. 140-154, Dec. 2004.

WHITE, A.F.; BULLEN, T.D.; SCHULZ, M.S.; BLUM, A.E.; HUNTINGTON, T.G.; PETERS, N.E. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 65, n. 6, p. 847-869, Mar. 2001.

WILLIAMS, J.P.; VEPRASKAS, M.J. Solute movement through quartz-diorite saprolite containing quartz veins and biological macropores. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 23, n. 4, p. 810-815, 1994.

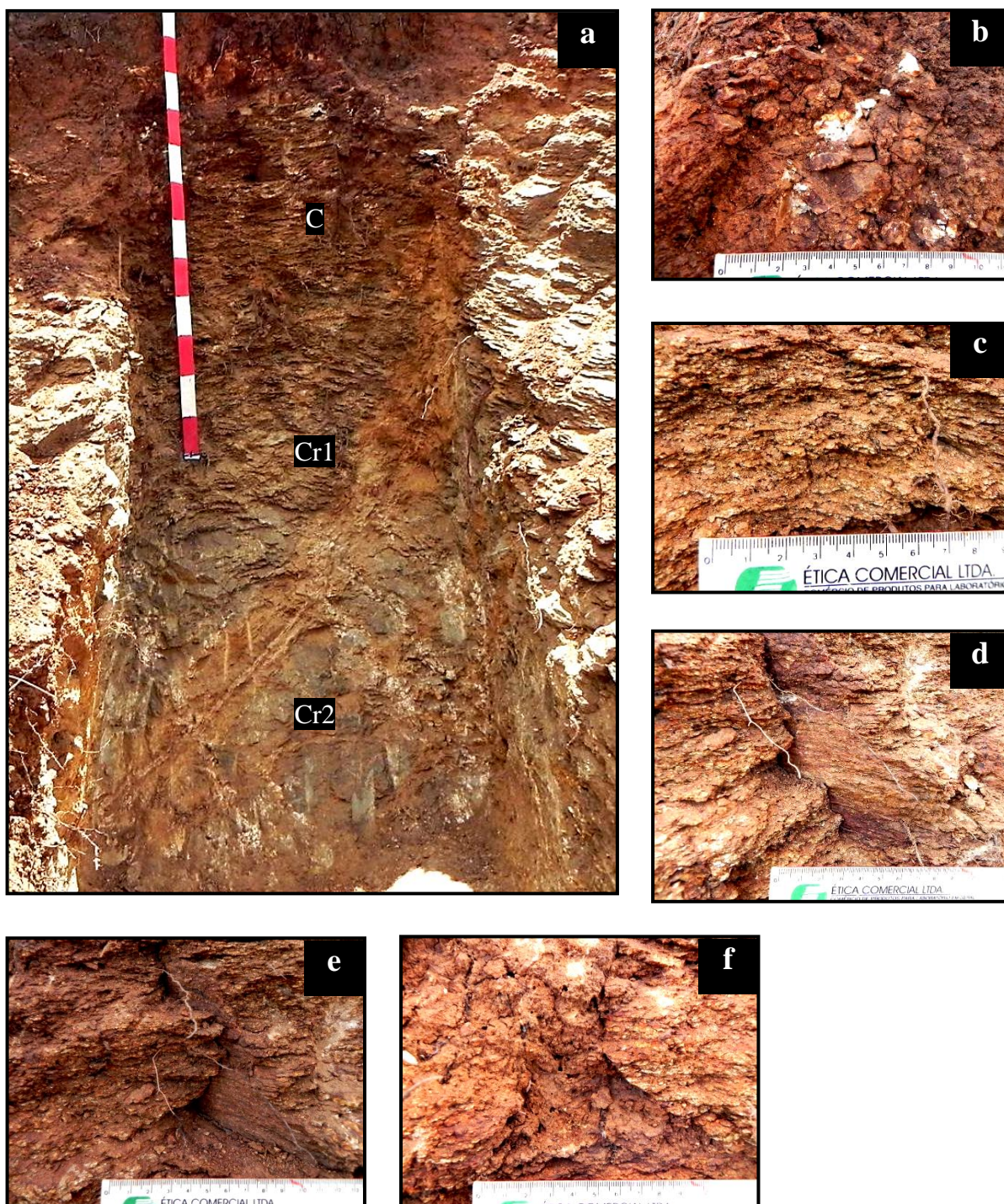
WU, S.C.; GSCHWEND, P.M. Sorption kinetics of hydrophobic organic-compounds to natural sediments and soils. **Environmental Science & Technology**, Whashington, v. 20, n. 7, p. 717-725, July 1986.

YUSOFF, Z.M.; NGWENYA, B.T.; PARSONS, I. Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 349, p. 71-86, June 2013.

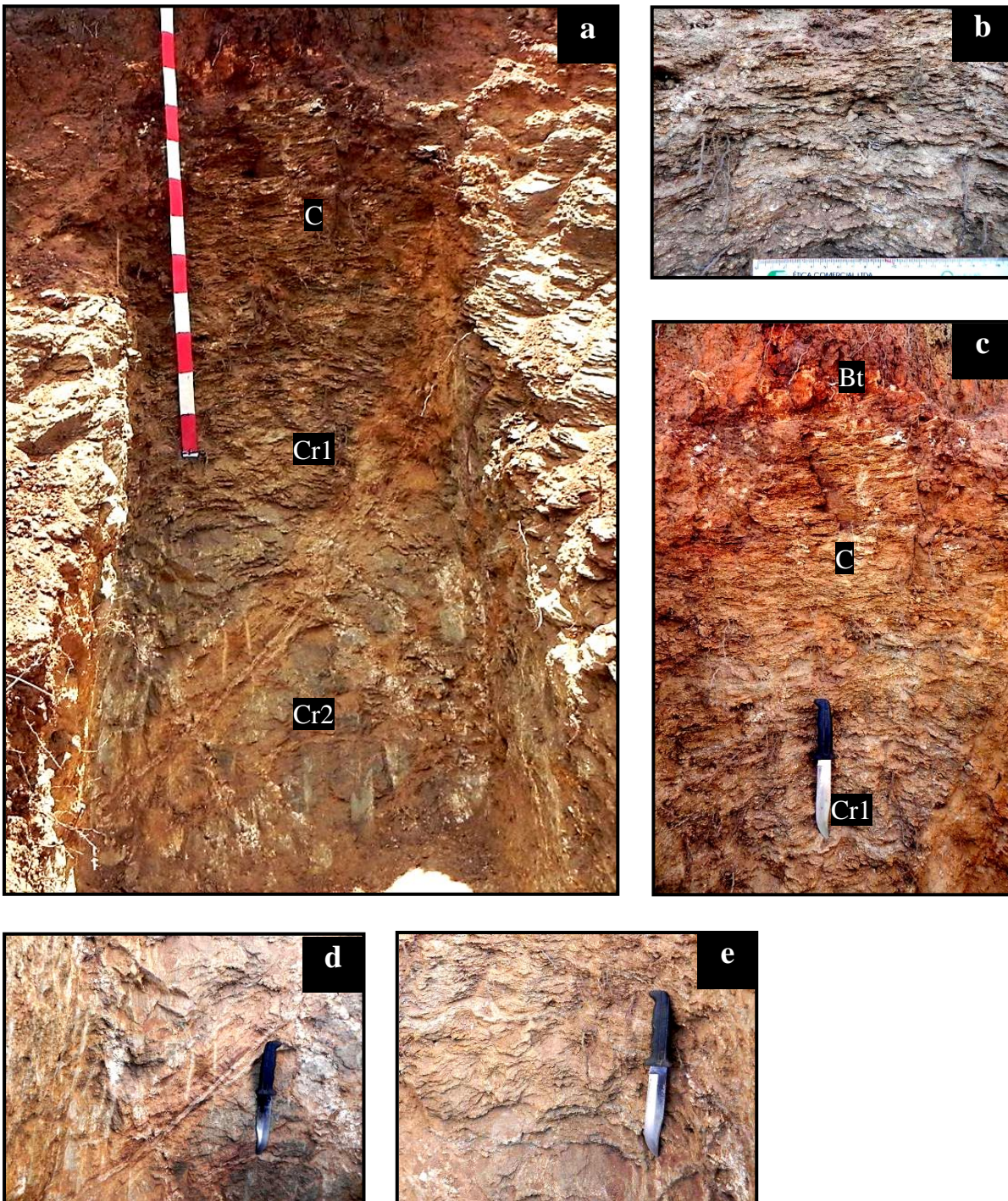
ZIEGLER, K.; CHADWICK, O.A.; WHITE, A.F.; BRZEZINSKI, M.A. (DSi)-Si-30 systematics in a granitic saprolite, Puerto Rico. **Geology**, Washington, v. 33, n. 10, p. 817-820, Oct. 2005.

APÊNDICES

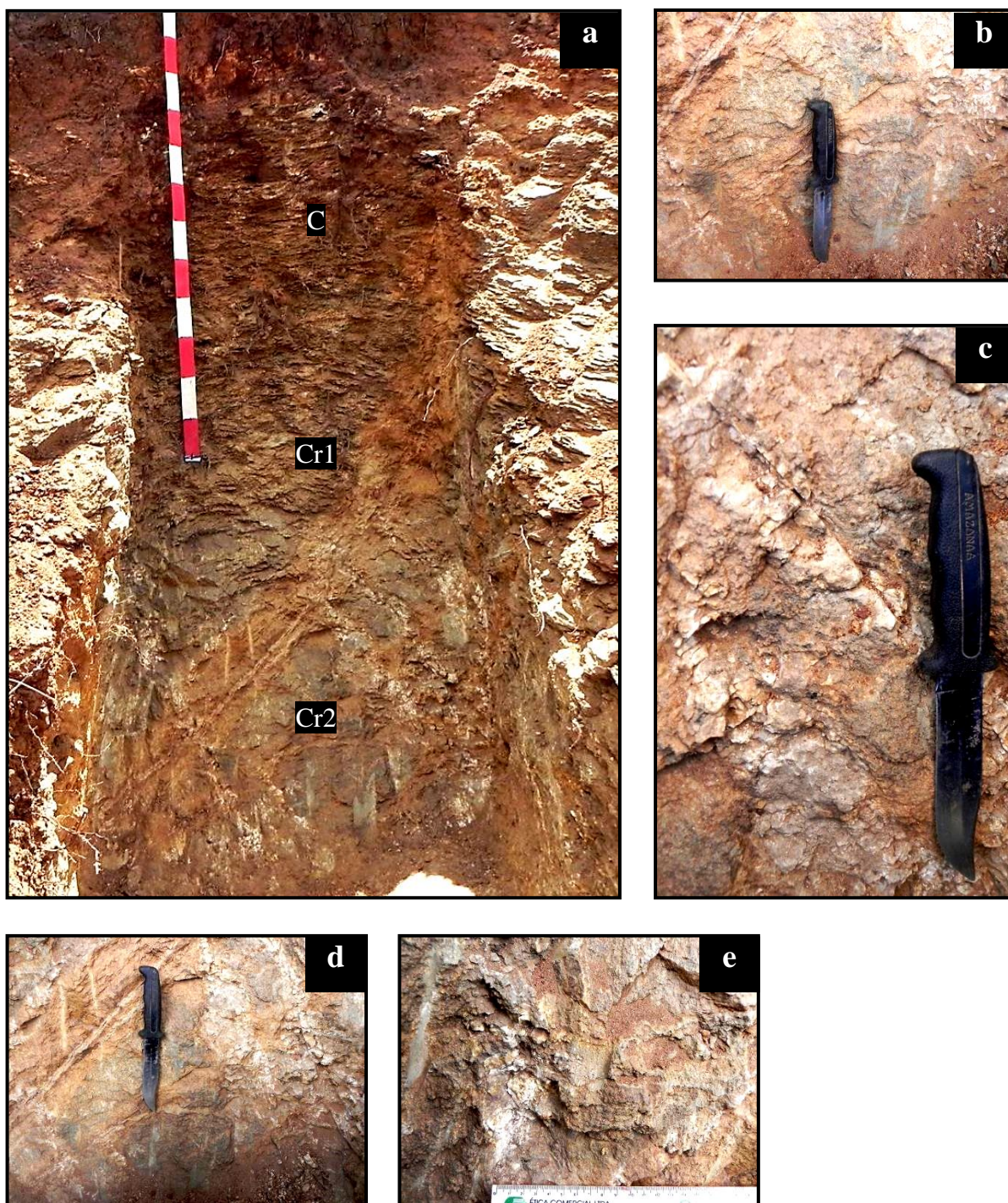
Apêndice A - Morfologia do horizonte C do perfil 1, Chernossolo Argilúvico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Caulinita no interior de fragmentos de rocha, dispostos na diagonal quando fraturados pelo martelo pedológico; (c) Xistosidade, possivelmente decorrente da mineralogia micácea, resultam em inúmeras fissuras horizontais; (d) Feição de oxidação nos planos que acompanham as fissuras diagonais; (e) Raízes entre fraturas diagonais; (f) Feições de oxidação nas paredes de poros biológicos



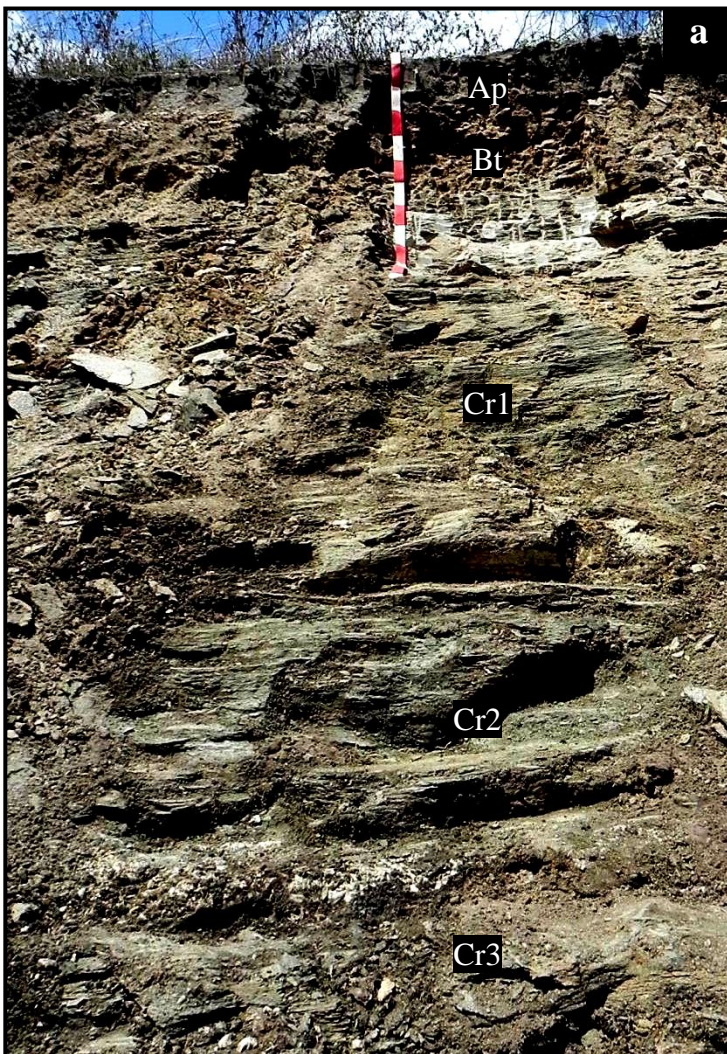
Apêndice B - Morfologia do horizonte Cr1 do perfil 1, Chernossolo Argilúvico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Fissuras horizontais que resultam em um aspecto xistoso, provavelmente provenientes da mineralogia micácea; (c) Menor expressão do matiz vermelho, em comparação aos horizontes superiores; (d) Fissura diagonal que traça o perfil, separando os horizontes Cr1 e Cr2. Nas bordas da fissura ocorre diminuição de plasma e nas proximidades ocorre diminuição da xistosidade e aumento da expressão do valor do matiz vermelho-amarelo; (e) Porção superior do horizonte apresenta-se menos consolidada que a porção inferior



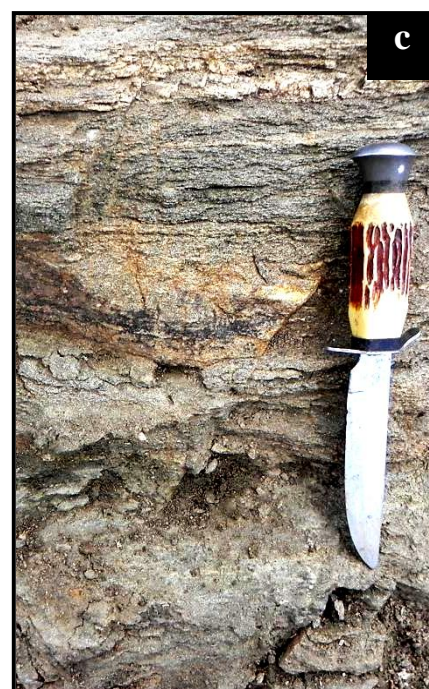
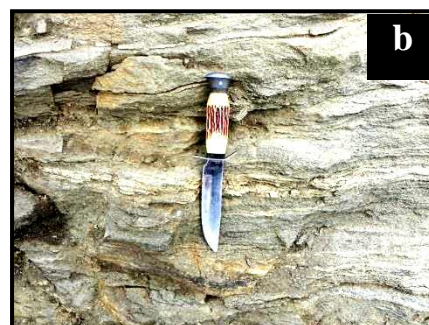
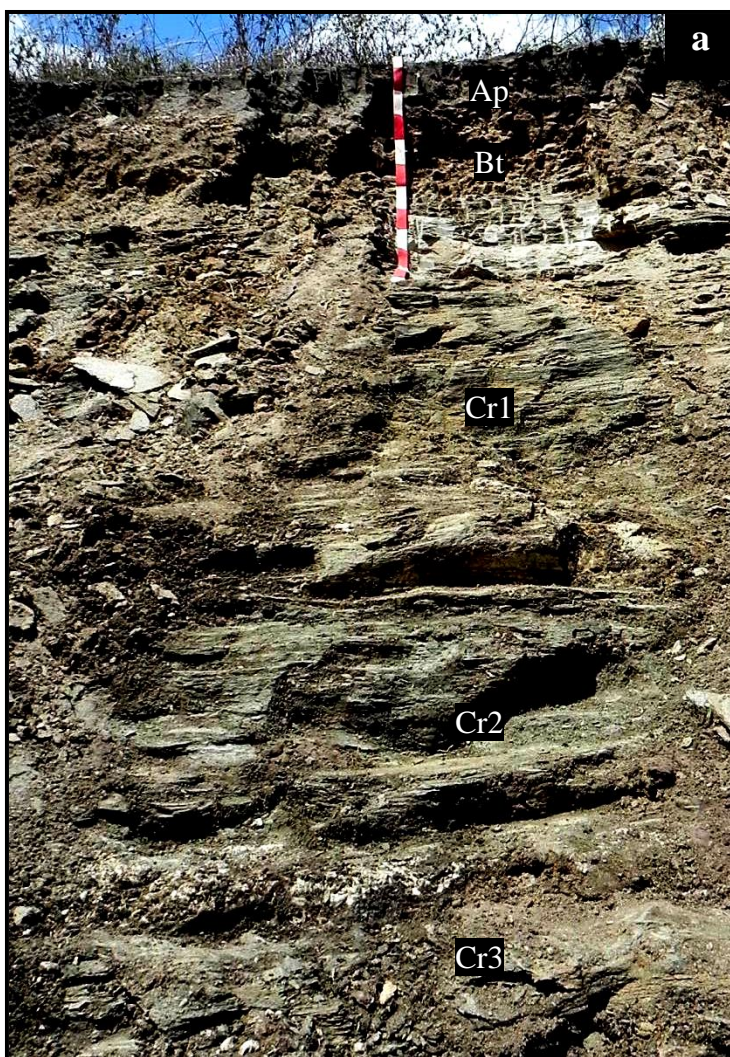
Apêndice C - Morfologia do horizonte Cr2 do perfil 1, Chernossolo Argilúvico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Ausência do aspecto xistoso característico dos horizontes superiores e menor expressão do matiz vermelho, em comparação aos horizontes superiores; (c) Fragmentos de rocha de formato prismático com coloração esbranquiçada e ausência de plasma nas paredes de fissuras diagonais; (d) Porção superior do horizonte apresenta-se menos consolidada que a porção inferior; (e) Possível presença de caulinita no interior de fragmentos de rocha quando fraturados pelo martelo pedológico



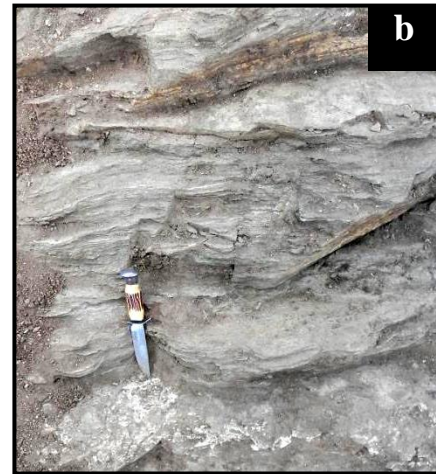
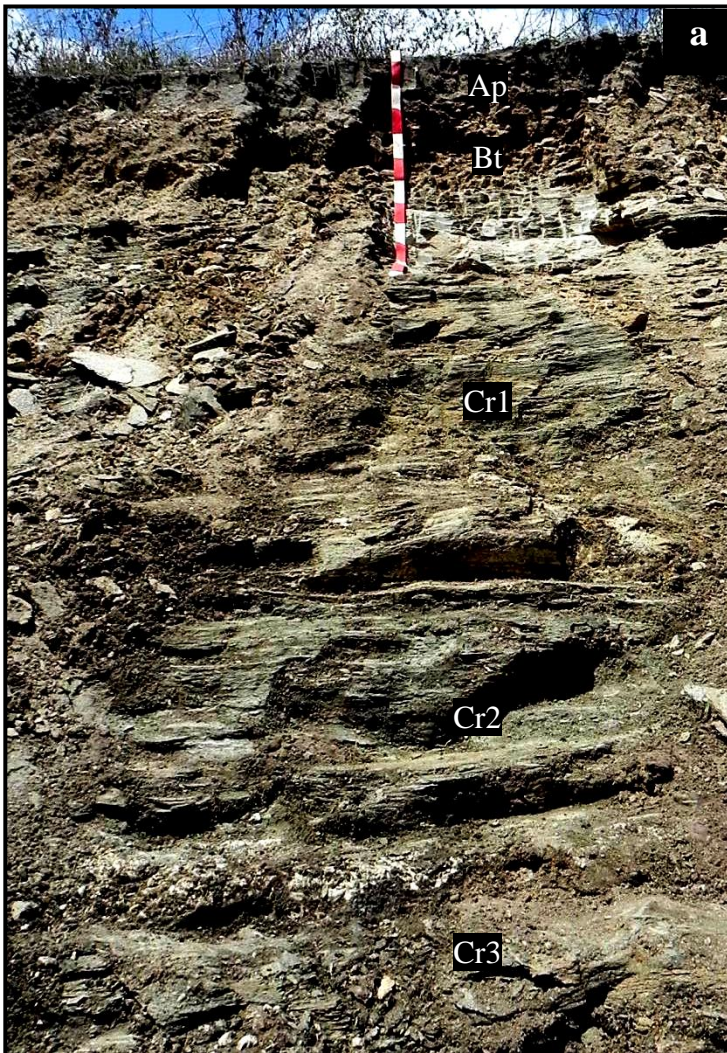
Apêndice D - Morfologia do horizonte Cr1 do perfil 2, Chernossolo Háplico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Coloração cinza-esverdeada; (c) Veio horizontal de leucossoma alterado com aproximadamente 12 cm de espessura no topo da camada; (d) Veios horizontais de leucossomas alterados com espessura média de 4 cm intercalados a cada 10 cm em toda camada; (e) Veio provavelmente de feldspato incrustado no centro da camada; (f) Menor grau de alteração na base da camada



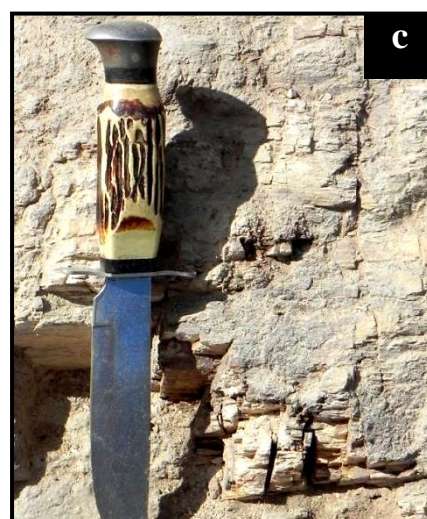
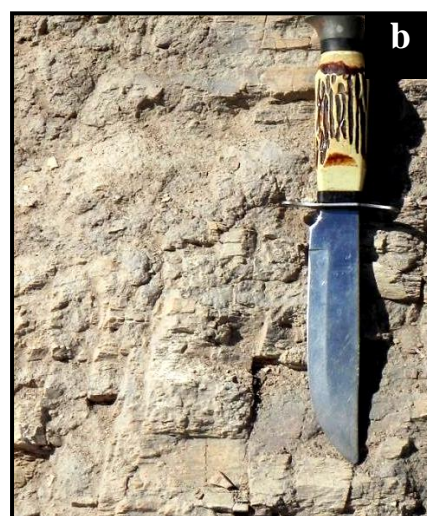
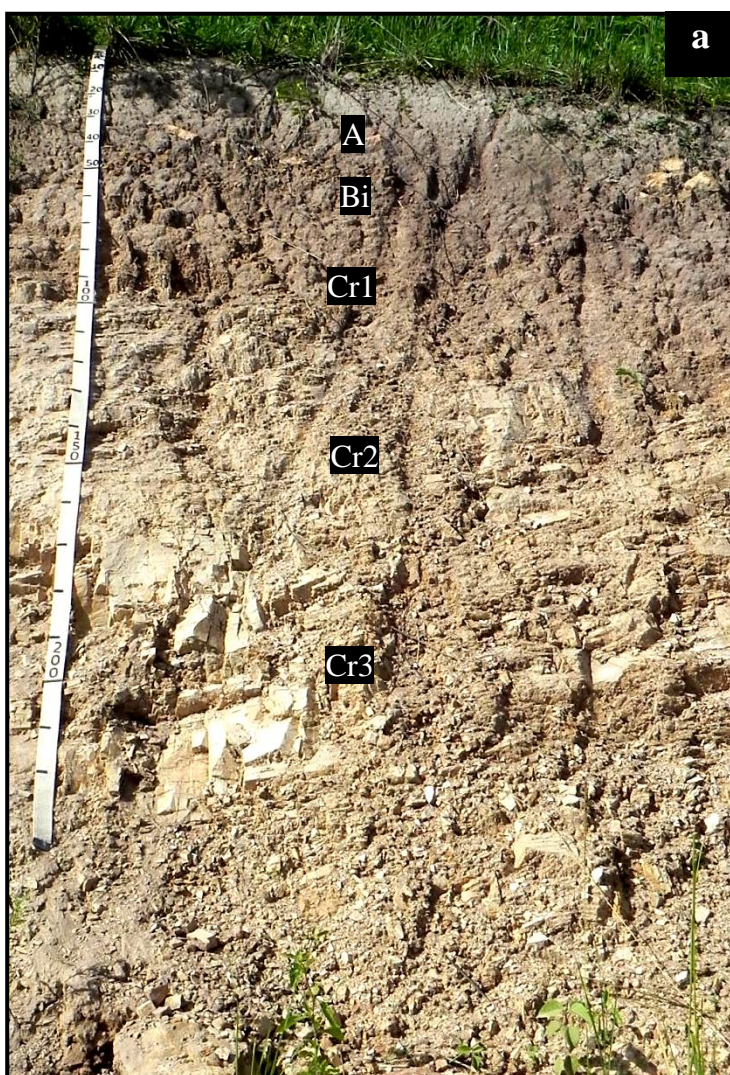
Apêndice E - Morfologia do horizonte Cr2 do perfil 2, Chernossolo Háplico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Faixas cinza-esverdeadas, provavelmente melanossomas alterados, intercalando-se com veios de leucossomas alterados, ambos na horizontal; (c) Superfícies com feições de oxidação vermelho escuro e vermelho-amarelado; (d) Fratura diagonal com bordas de textura plasmática de coloração amarelo-esverdeada



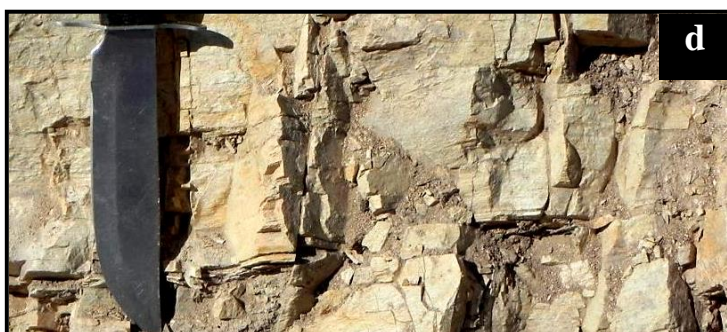
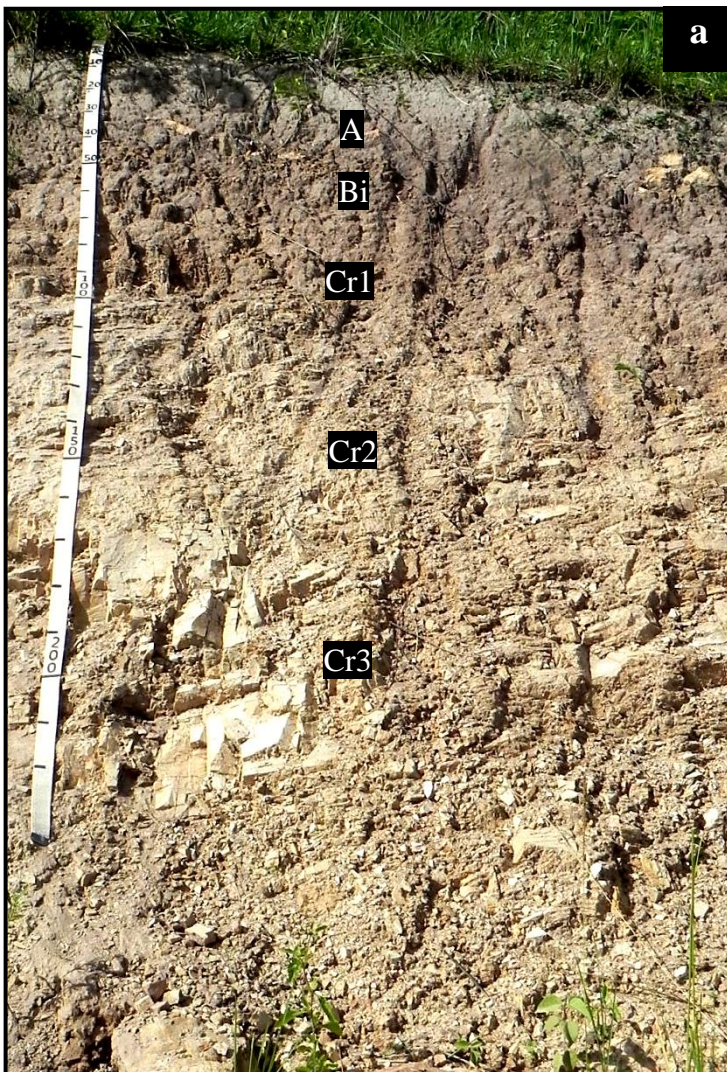
Apêndice F - Morfologia do horizonte Cr3 do perfil 2, Chernossolo Háplico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Maior prevalência dos veios horizontais de melanossomas alterados. Coloração esverdeada no decorrer da camada. Menor alteração em relação às camadas sobrejacentes; (c) Faces com feições de oxidação com colorações vermelho-amarelado; (d) Veio horizontal de leucossoma alterado com possível presença de caulinita no interior



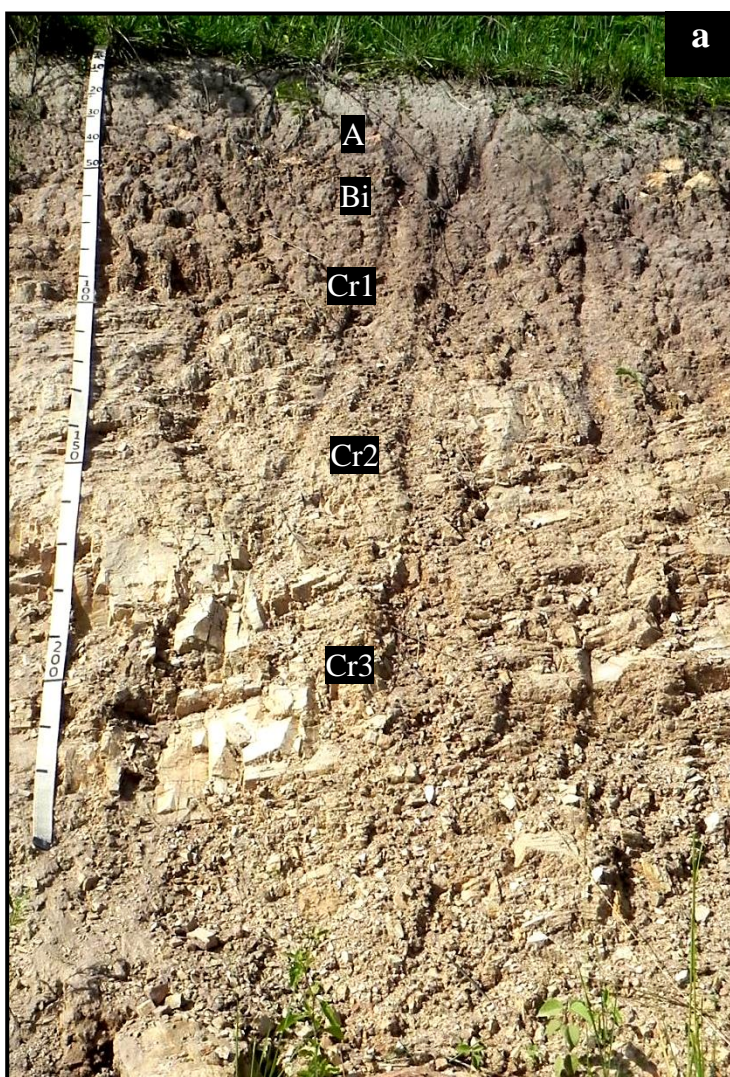
Apêndice G - Morfologia do horizonte Cr1 do perfil 3, Cambissolo Háplico; (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Horizonte saprolítico formado por blocos compactos e fraturados. Fraturas na horizontal e vertical; (c) Resquícios de melanossomas e leucossomas; (d) Quando fraturado, o horizonte apresenta o interior com feições de oxidação e caulinização



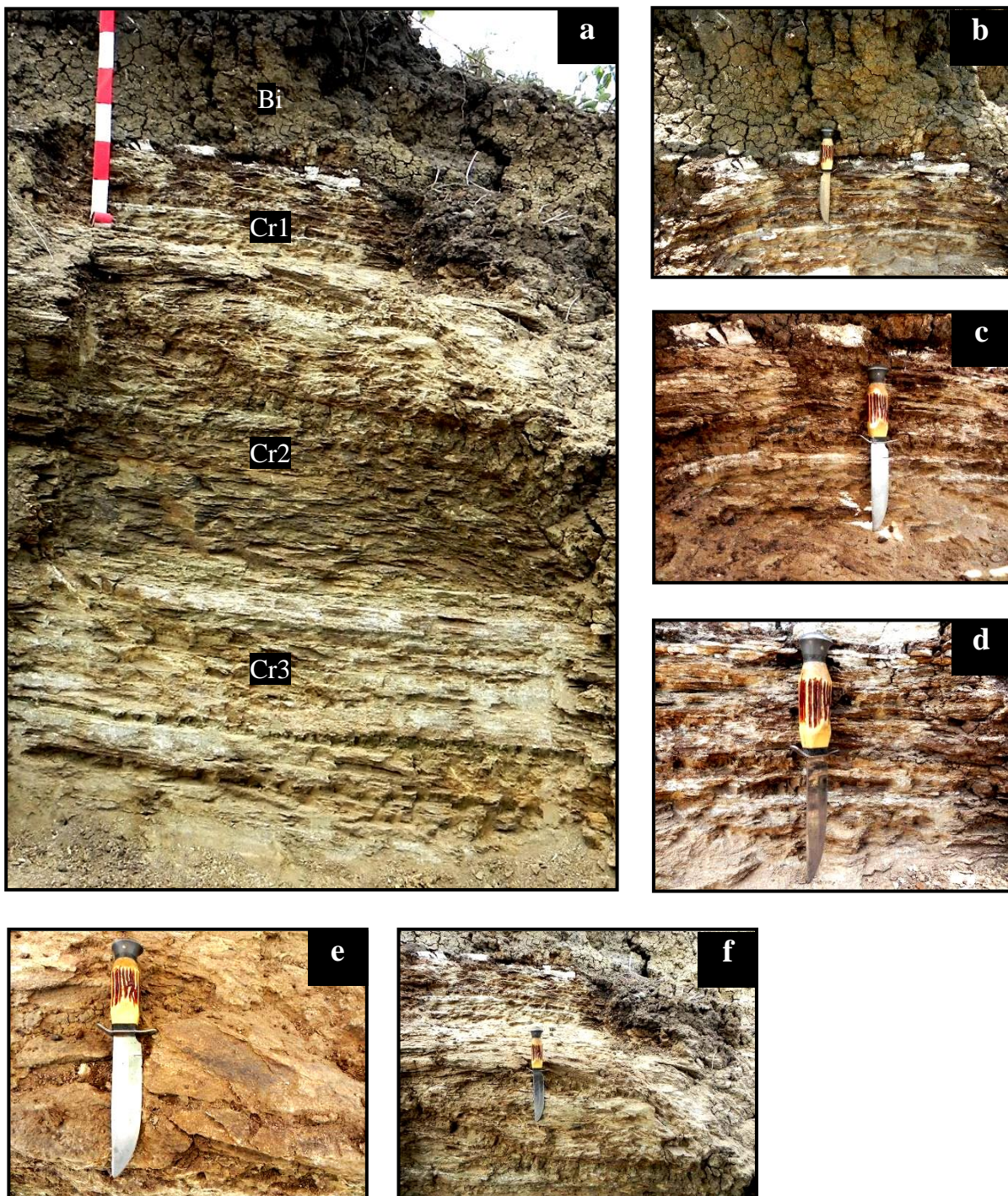
Apêndice H - Morfologia do horizonte Cr2 do perfil 3, Cambissolo Háplico; (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Horizonte saprolítico formado por blocos compactos e fraturados. Fraturas na horizontal e vertical; (c) Quando fraturado, o horizonte apresenta o interior com feições de oxidação e caulinição; (d) Ausência de raízes



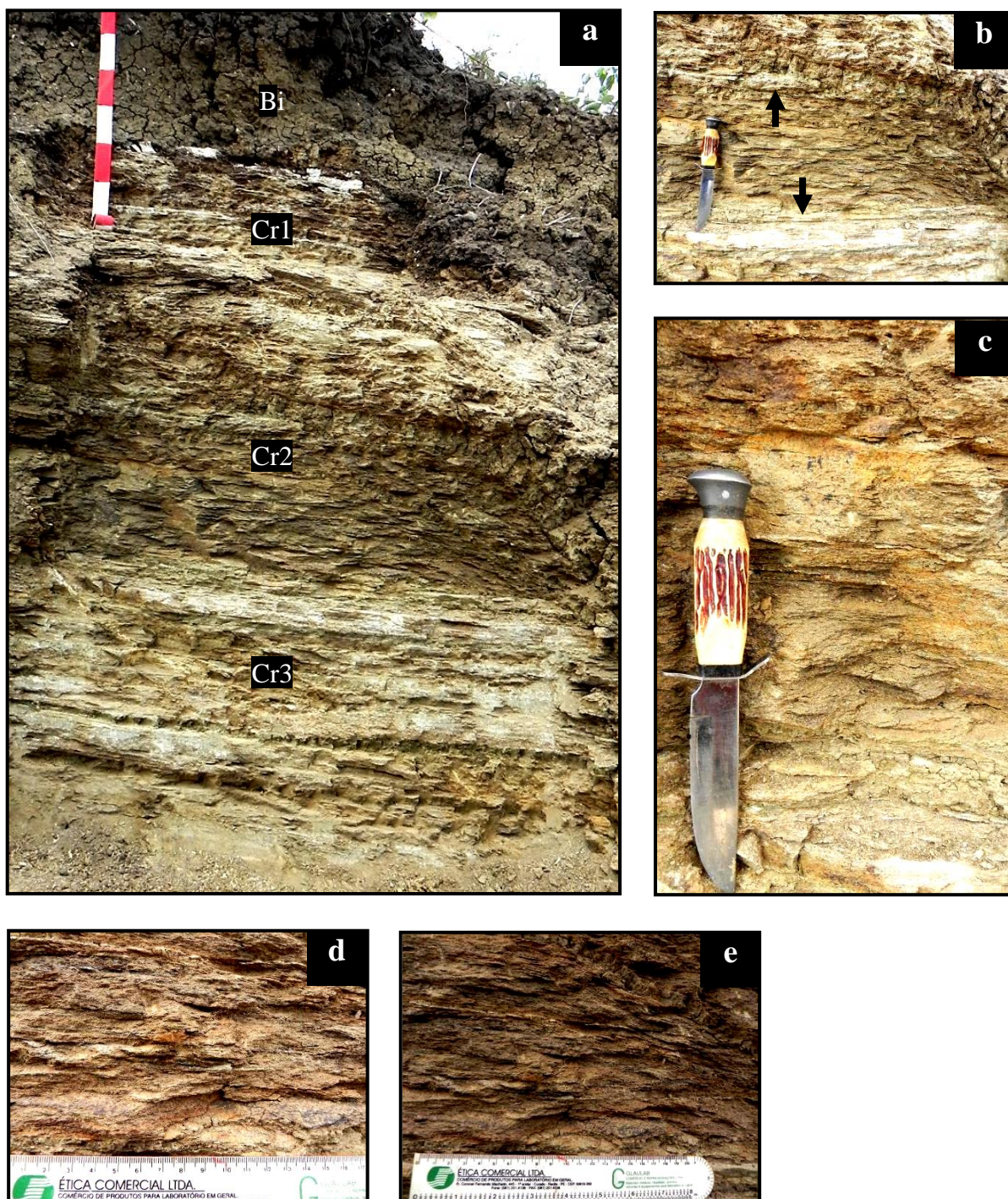
Apêndice I - Morfologia do horizonte Cr3 do perfil 3, Cambissolo Háplico; (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Horizonte saprolítico formado por blocos compactos não fraturados de coloração cinza-esverdeado, diferenciando-se da coloração vermelho-amarelada dos horizontes saprolíticos superiores e assemelhando-se a coloração natural da rocha; (c) Resquícios de melanossomas não folheados e leucossomas de aproximadamente 18 cm de comprimento e 10 cm de altura; (d) Quando fraturado, a camada apresenta o interior com feições de oxidação e caulínização



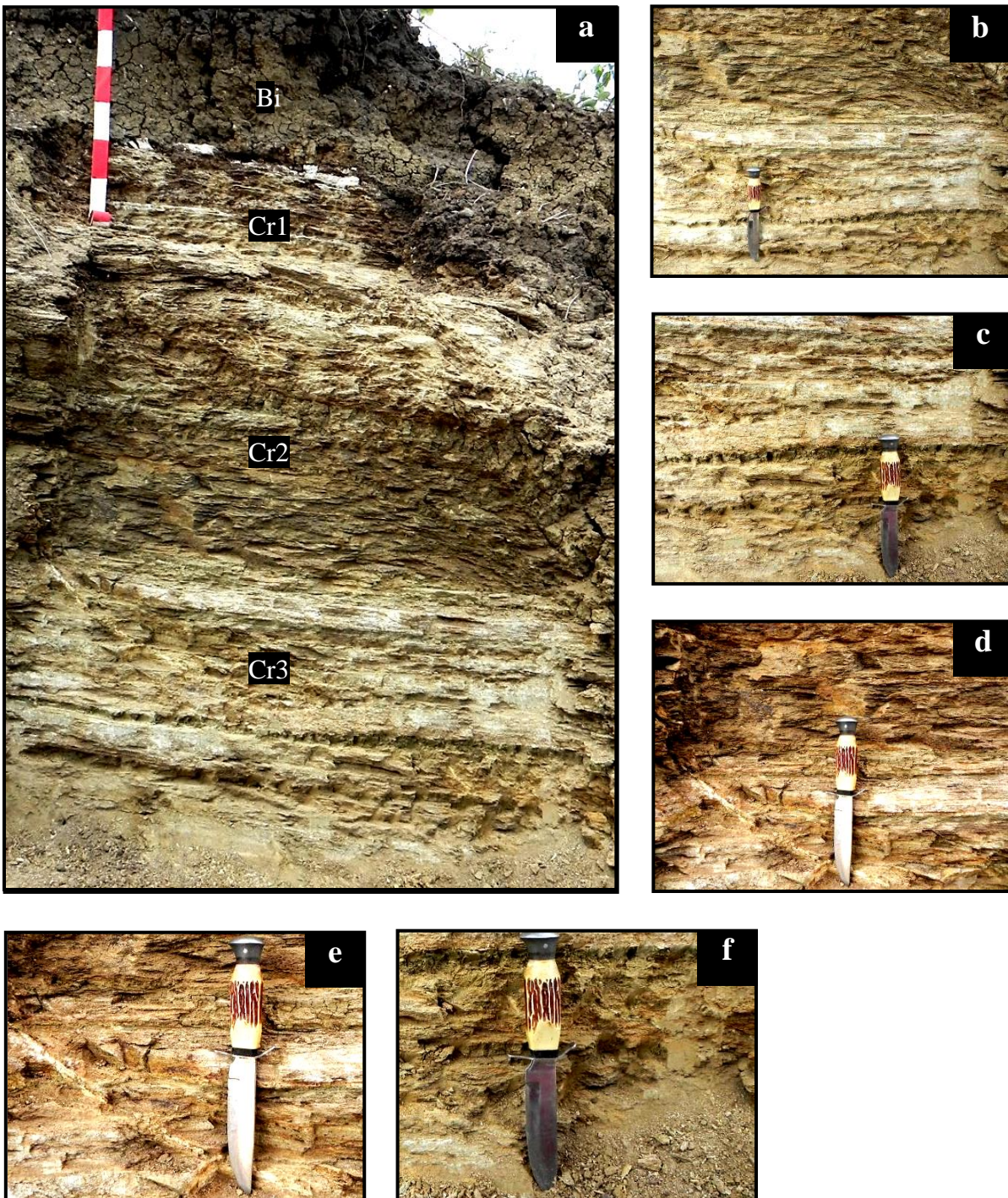
Apêndice J - Morfologia do horizonte Cr1 do perfil 4, Chernossolo Háplico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Veio de leucossoma alterado, possível presença de caulinita no interior, na transição entre o horizonte Bi e Cr1; (c) Detalhe de veios de leucossomas alterados; (d) Feições de oxidação e aspecto xistoso. Provável oxidação de biotita; (e) Detalhe de superfície oxidada; (f) Menor intensidade de folheação na base do horizonte em relação a porção superior. Menor grau de alteração na base da camada. Regiões com coloração esverdeada ao longo da camada



Apêndice K - Morfologia do horizonte Cr2 do perfil 4, Chernossolo Háplico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Posição do horizonte Cr2 compreendido entre dois veios de leucossomas alterados. Regiões com coloração esverdeada ao longo do horizonte; (c) Faces com matiz vermelho-amarelado; (d) Maior intensidade das feições de oxidação em relação ao horizonte superior. Provável oxidação de biotita; (e) Xistosidade e coloração mais escura que a camada superior



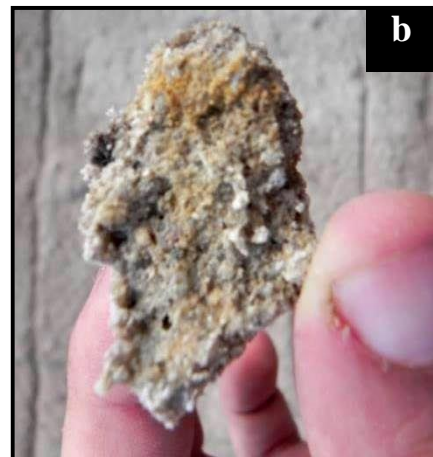
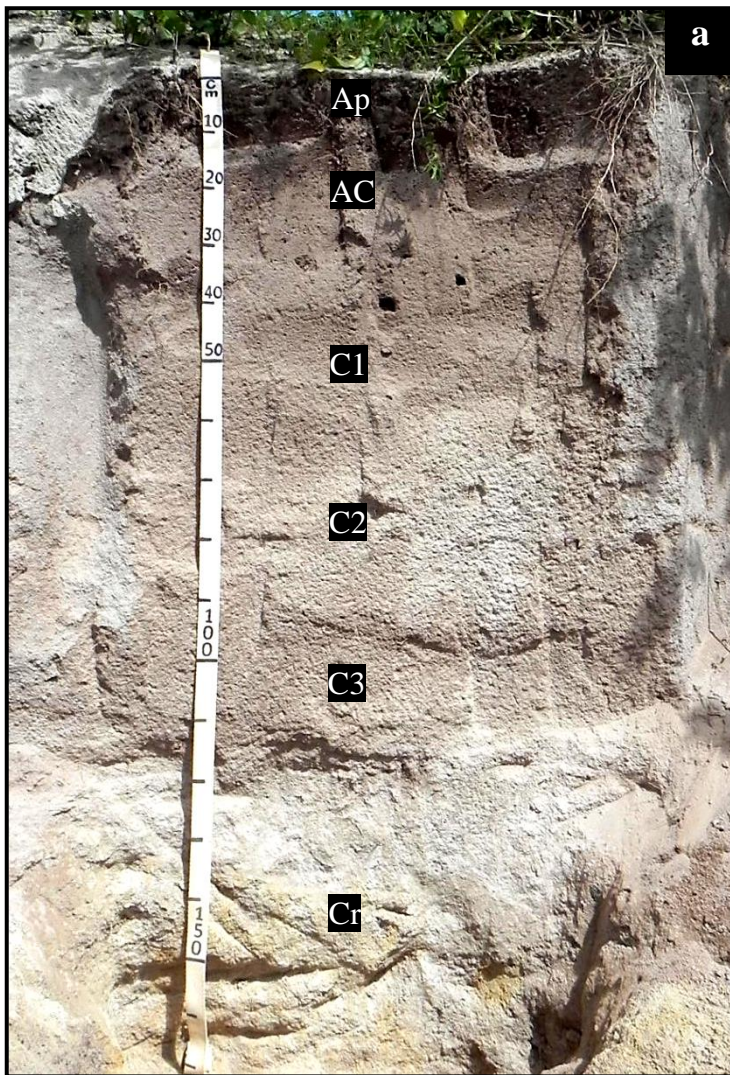
Apêndice L - Morfologia do horizonte Cr3 do perfil 4, Chernossolo Háplico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Horizonte provavelmente proveniente da alteração de um leucossoma. Quando submetida ao teste de escavação, apresenta maior resistência em relação às camadas sobrejacentes, assim como som metálico; (c) Coloração mais escura e menor resistência à escavação na base do horizonte; (d) Feições de oxidação com coloração de vermelho a vermelho-amarelado; (e) Detalhe das feições de oxidação; (f) Regiões com coloração esverdeada ao longo do horizonte



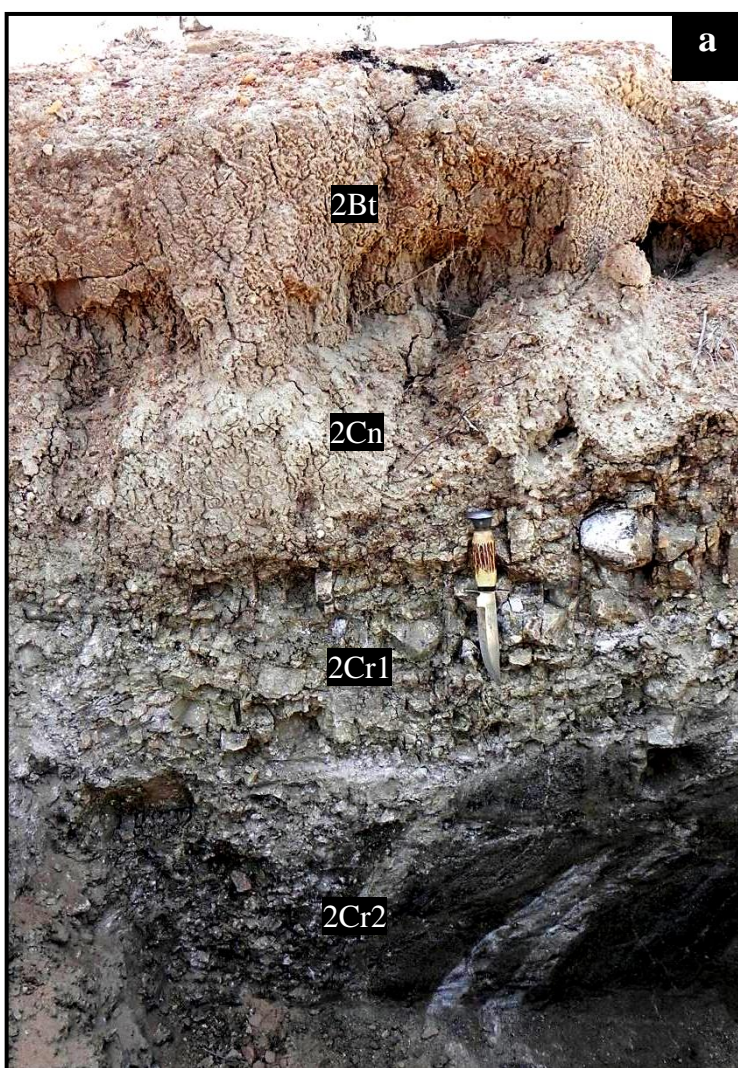
Apêndice M - (a) Morfologia do perfil 5, Neossolo Regolítico. Ausência de feições de oxidação; (b) Poros biológicos em C1; (c) Atividade biológica em C2; (d) Atividade biológica em C3; (e) Feldspatos em Cr1; (f) Cascalho em Cr2



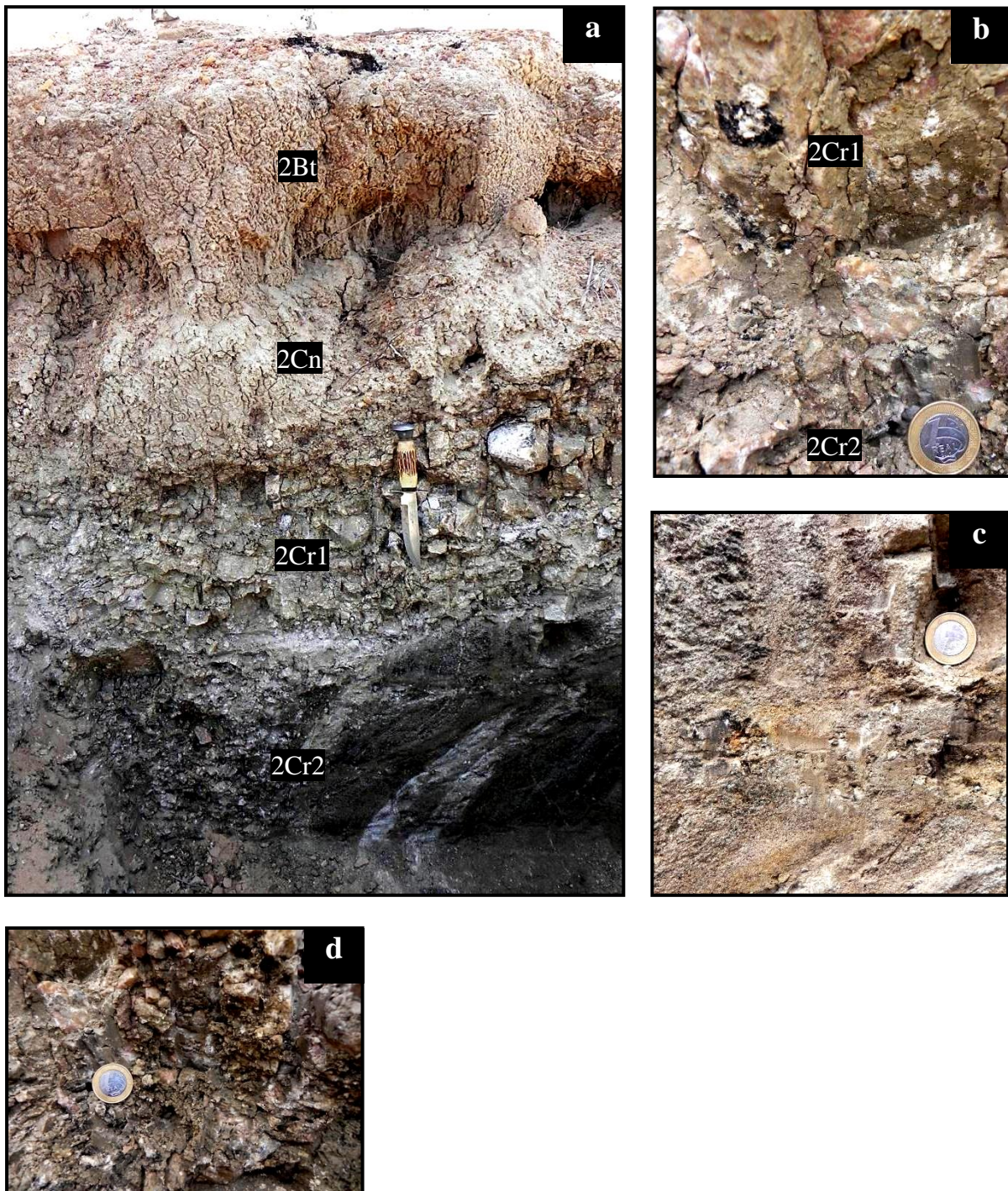
Apêndice N - Morfologia do horizonte Cr do perfil 6; Neossolo Regolítico; (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Quando fragmentada, o horizonte apresenta em seu interior feições de oxidação, assim como distribuição porfirítica do cascalho; (c) Bolsão com aproximadamente 15 cm de diâmetro com maior valor do matiz, textura arenosa cascalhenta, diferindo-se da estrutura maciça em volta, porém semelhante ao horizonte C3, provavelmente formada por atividade biológica (formigueiro); (d) Raízes fasciculadas conseguem penetrar na estrutura compacta, não necessitam de fissuras



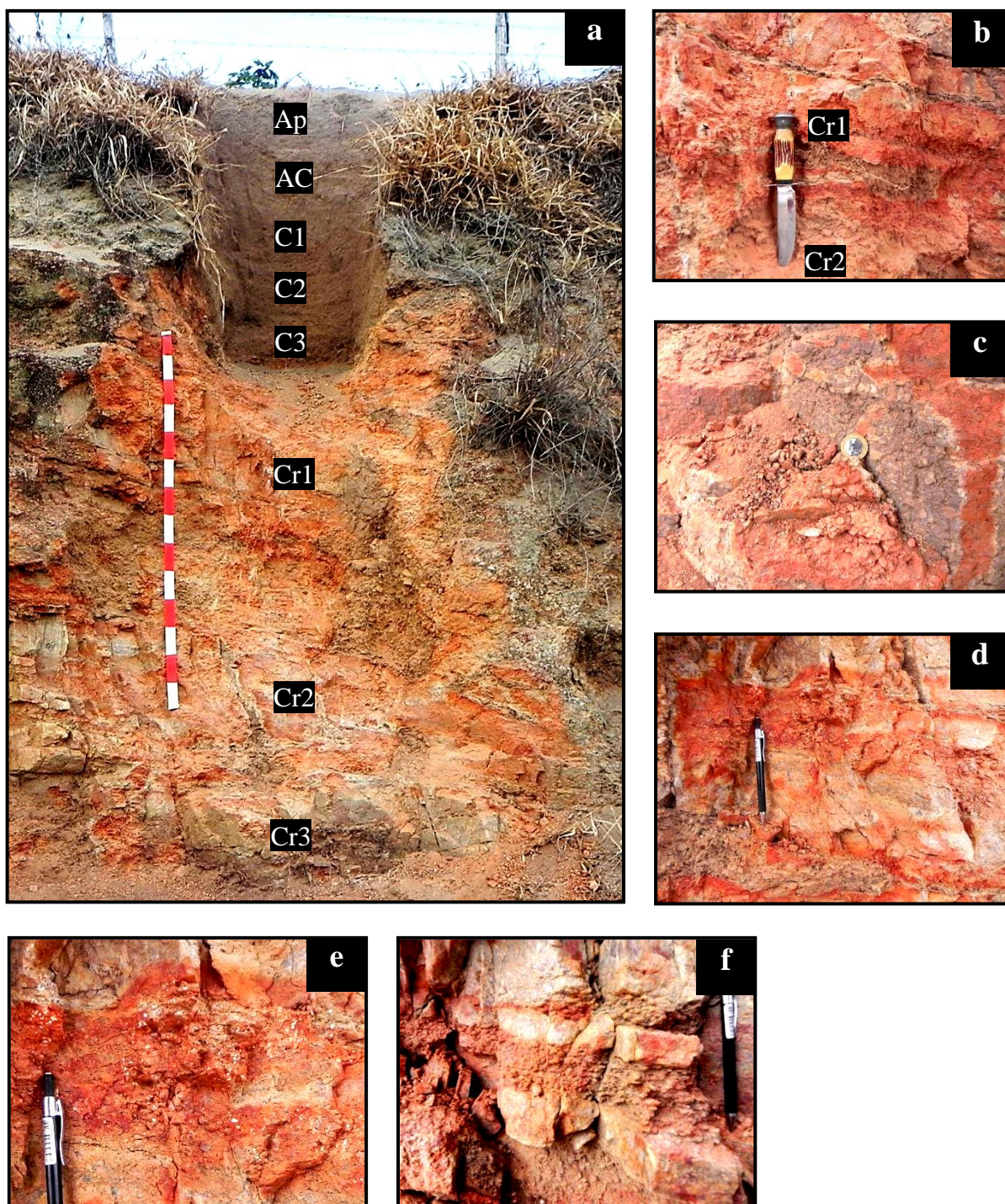
Apêndice O - Morfologia do horizonte Cr1 do perfil 7, Planossolo Nátrico. (a) Horizontes solo e saprolito; (b) Pontos orientadores em diagonal de coloração escura, possivelmente carvão ou algum mineral opaco; (c) Fragmentos de rocha proveniente de provável veio de leucossoma alterado rico em feldspato, provavelmente, ortoclásio; (d) Plasma do horizonte sobrejacente preenchendo as fissuras verticais. Cor cinza-esverdeado, provável indício de estagnação da água percolada do horizonte sobrejacente



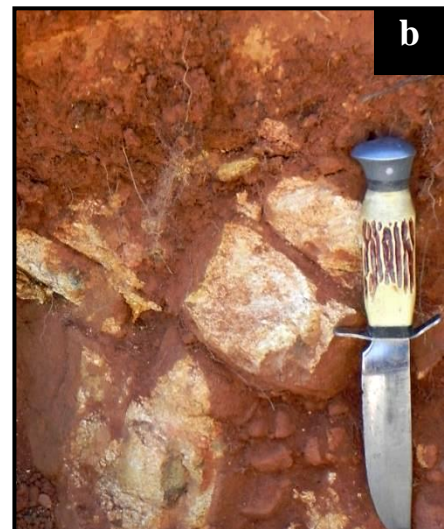
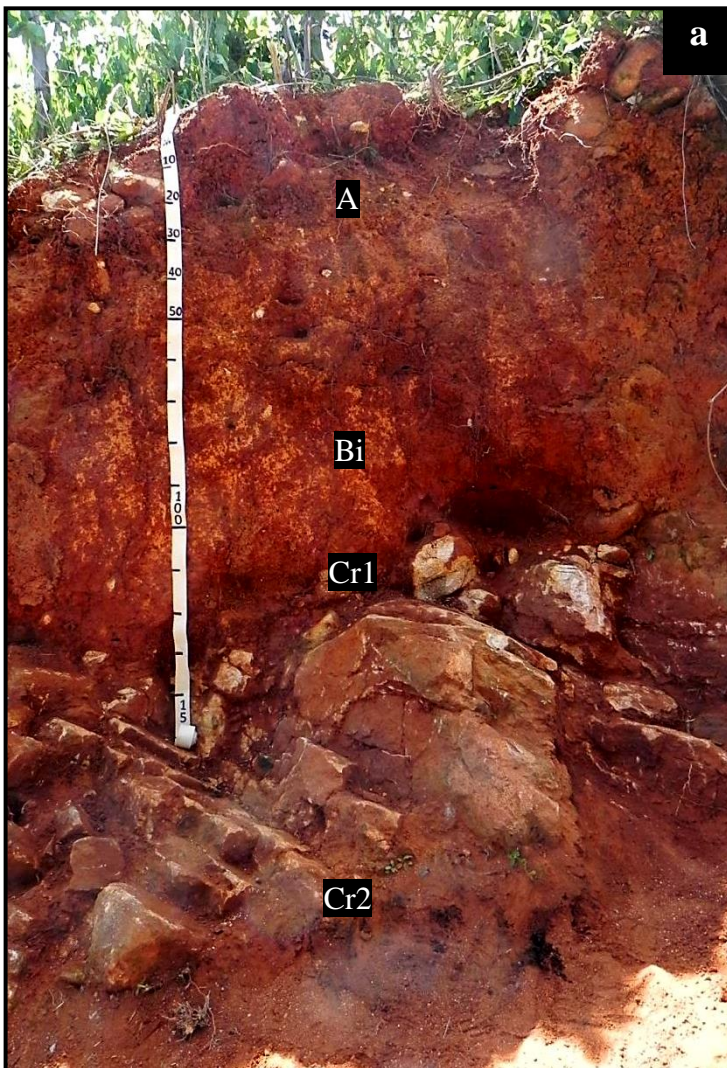
Apêndice P - Morfologia do horizonte Cr2 do perfil 7, Planossolo Nátrico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Transição entre 2Cr1 e 2Cr2. Horizonte superior com perda de plasma, incremento de material grosso rico em feldspatos. Horizonte inferior com aumento relativo de plasma; (c) e (d) Coloração escura, provável veio alterado de um melanossoma



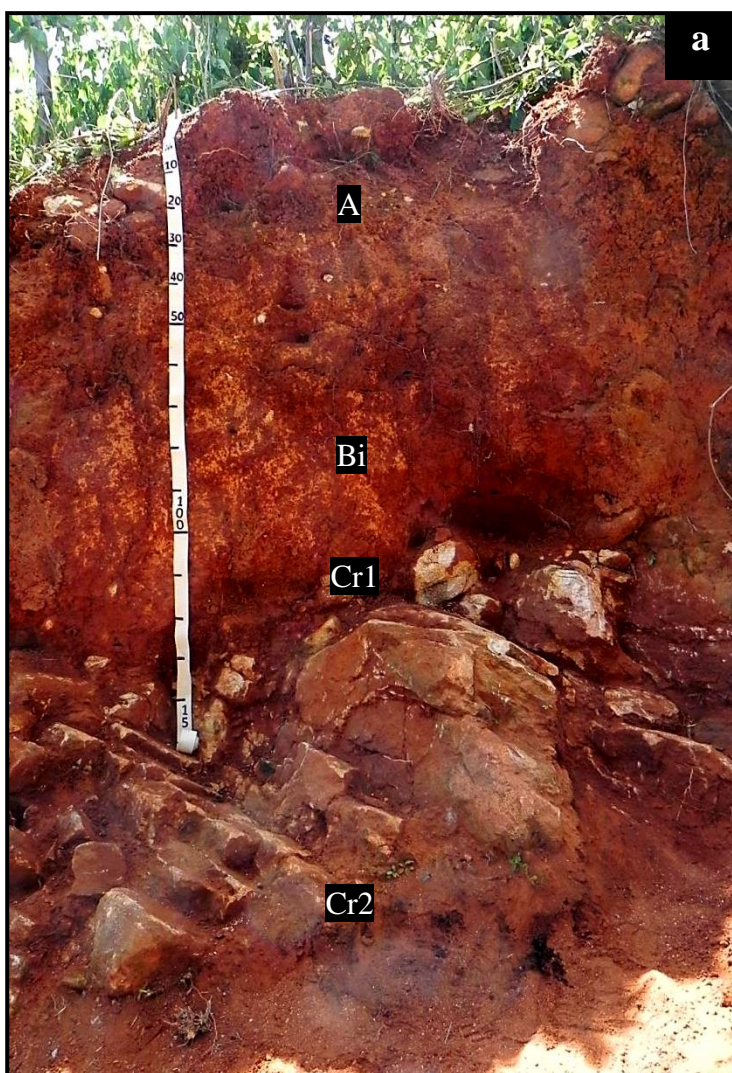
Apêndice Q - (a) Morfologia do perfil 8, Neossolo Quartzarênico; (b) Fissuras horizontais e verticais, assim como atividade biológica dentre fraturas em Cr1. Diminuição da intensidade do matiz vermelho de Cr1 para Cr2; (c) Superfícies das bordas das fissuras com perda de plasma e incremento de material grosso em Cr2. Material rico em plasma com matizes vermelho e vermelho-amarelo entre fissuras; (d) Revestimentos e preenchimentos de material plasmático em prováveis veios de leucossomas alterados. Fissuras verticais por provável alívio de pressão em Cr2; (e) Pontuações, provavelmente caulinita, em região rica em plasma em Cr2; (f) Região com intensa perda de plasma e incremento de material grosso em Cr3



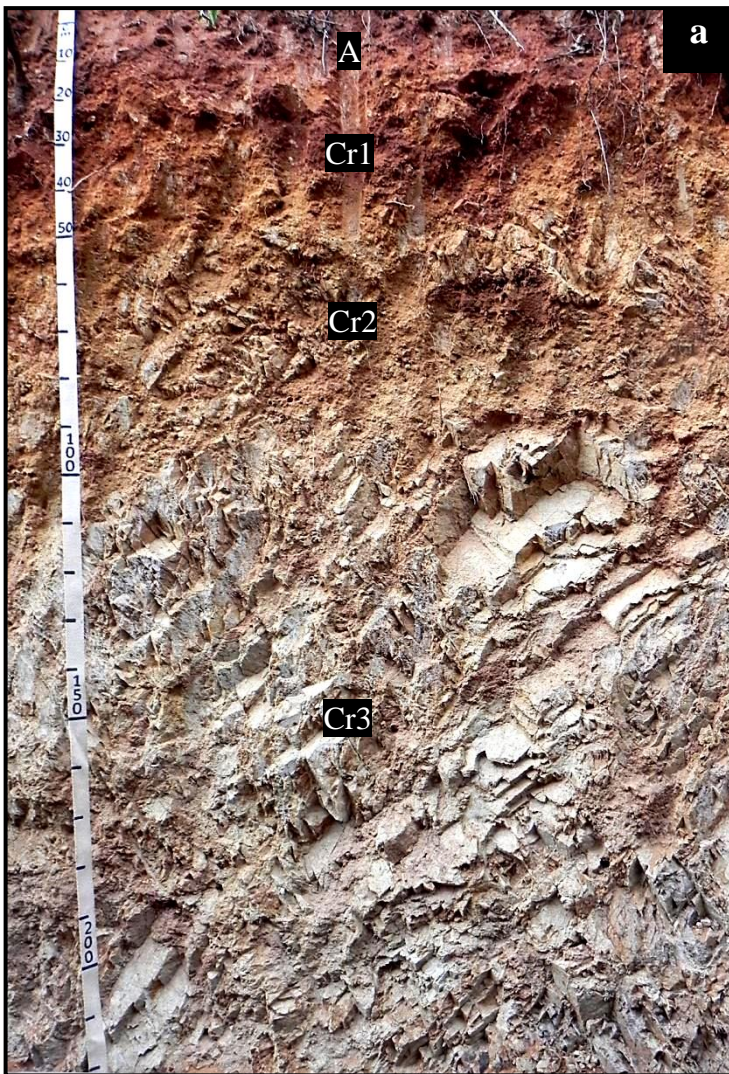
Apêndice R - Morfologia do horizonte Cr1 do perfil 9, Cambissolo Háplico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Horizonte formado por fragmentos de rocha de formato arredondado a sub-angular, sobre o horizonte Cr2; (c) Raízes fasciculadas projetando-se entre fraturas horizontais, verticais e diagonais; (d) Fragmentos de rochas conservando a sua estrutura original, entretanto com indícios de caulnização do feldspato, assim como oxidação quando fraturadas



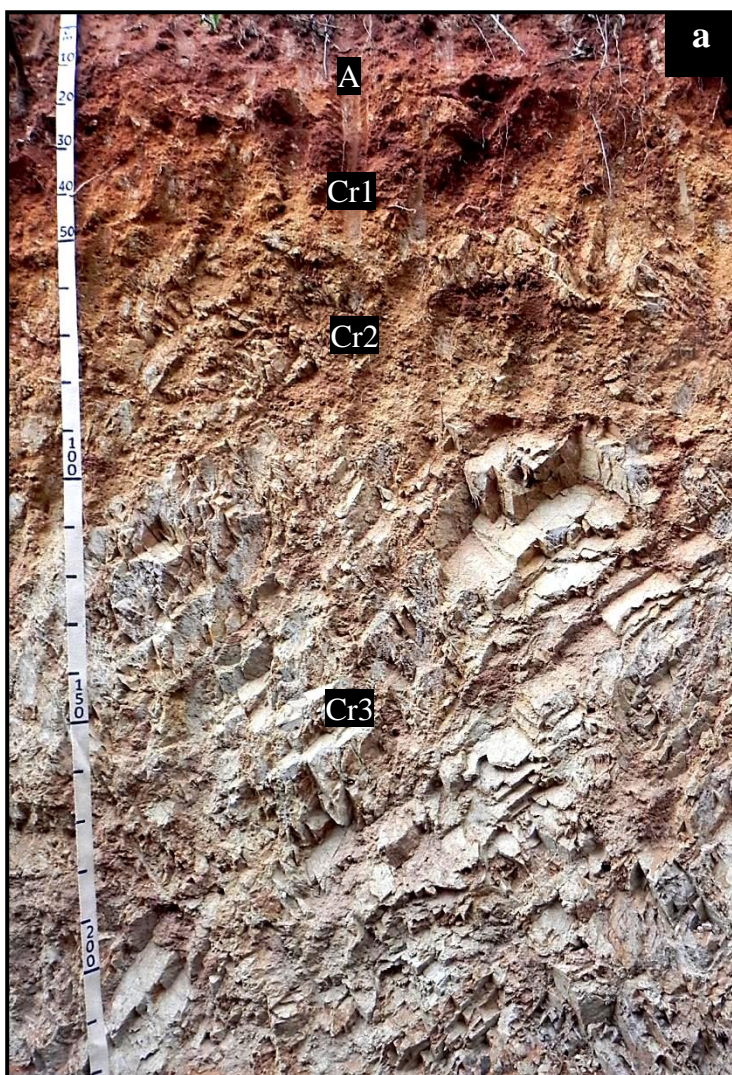
Apêndice S - Morfologia do horizonte Cr2 do perfil 9, Cambissolo Háplico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Raízes apenas entre fraturas; (c) Fraturas angulares e subangulares que formarão os fragmentos de rochas arredondados do horizonte superior, em um estágio posterior de alteração; (d) Horizonte formado por material saprolítico com baixo grau de alteração, consolidado e fraturado, conservando a estrutura da rocha, porém com coloração esbranquiçada quando fraturado e quase ausência de feições de oxidação



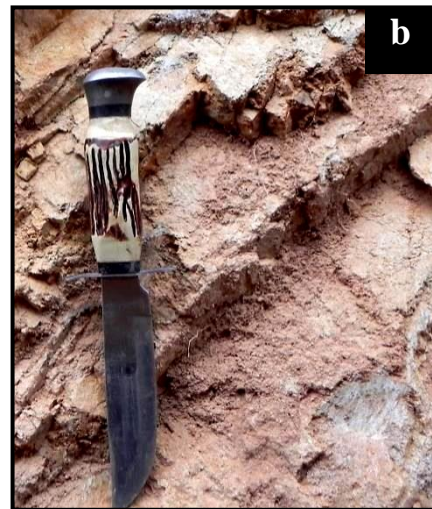
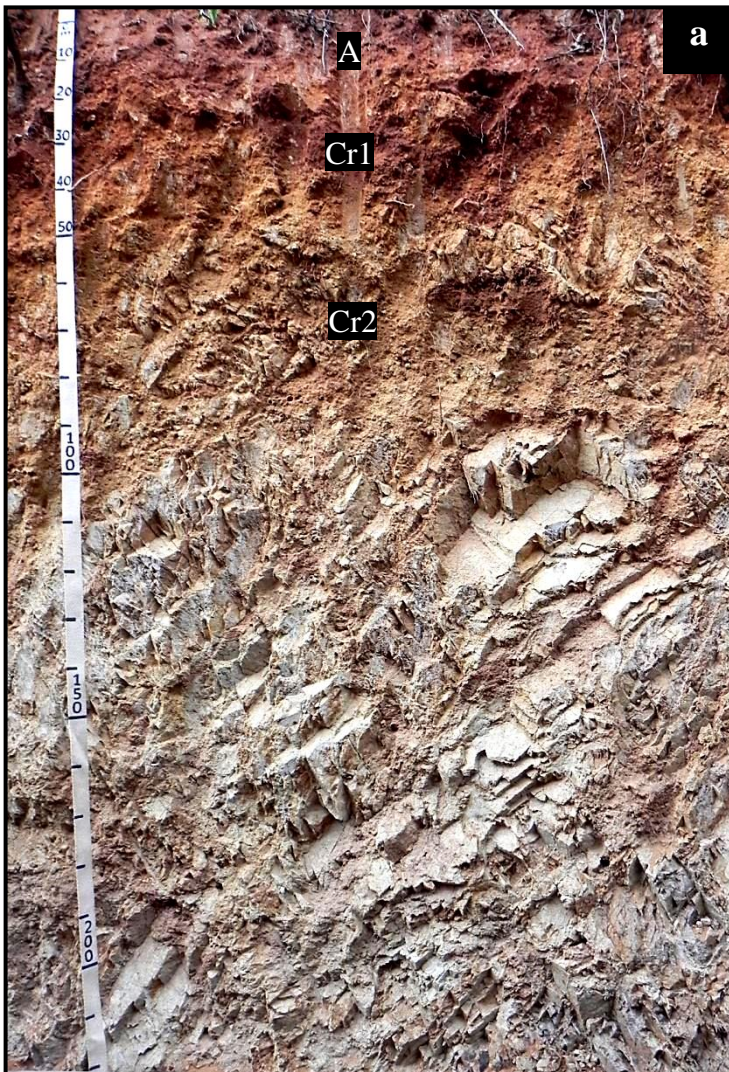
Apêndice T - Morfologia do horizonte Cr1 do perfil 10, Neossolo Litólico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Horizonte formado por fragmento de rocha envolvidos em sedimentos, provavelmente coluviais. As raízes penetram a matriz franco-arenosa que envolvem fragmentos de rocha, porém não conseguem penetrá-los; (c) Os fragmentos de rochas apresentam morfologias angulares e sub-angulares; (d) Fragmentos de rochas quando fraturados apresentam o interior conservando a estrutura da rocha, porém com indícios de caulinição



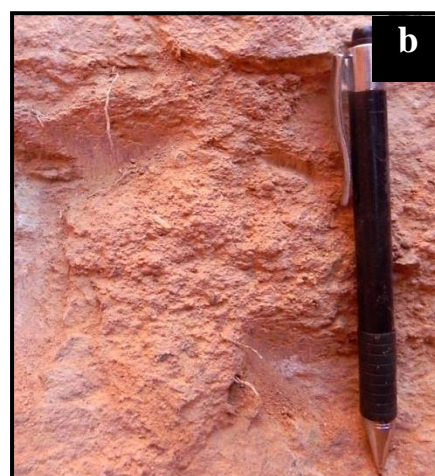
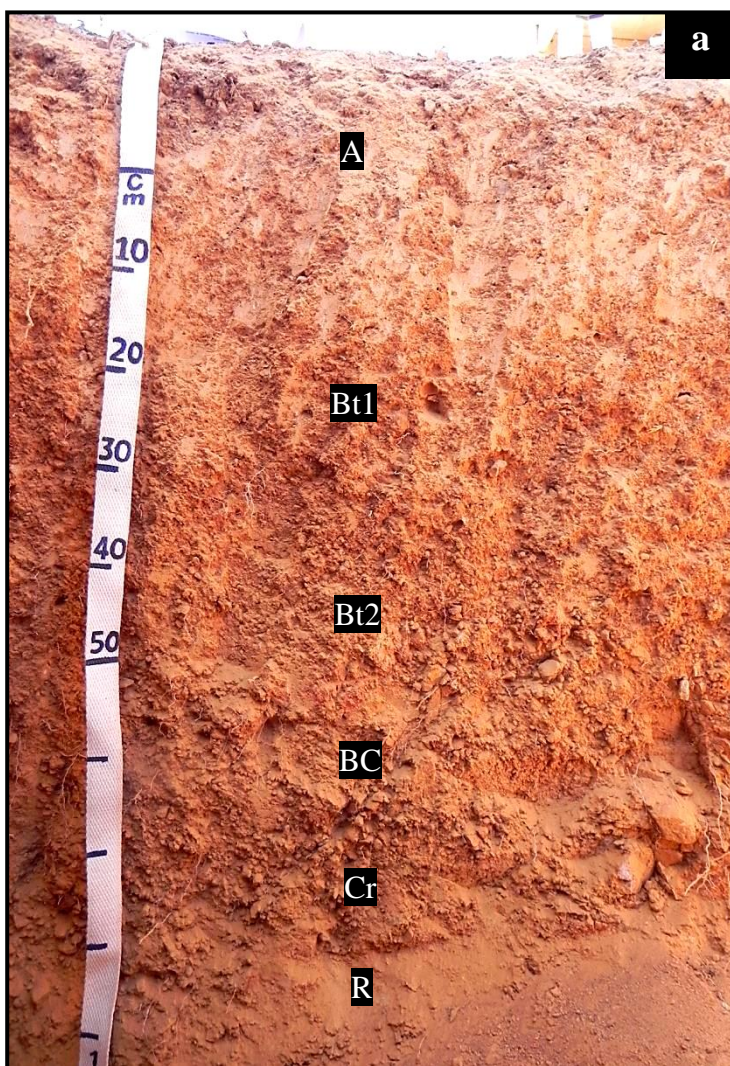
Apêndice U - Morfologia do horizonte Cr2 do perfil 10, Neossolo Litólico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Fragmentos de rochas quando fraturados apresentam em seu interior da estrutura da rocha preservada e com indícios de caulínização; (c) Bolsão com 4 cm de altura e 11 cm de largura, apresentando coloração de matiz mais avermelhados, com presença de poros biológicos, formigueiro ou cupinzeiro, e projeção de raízes fasciculadas. Ausência de raízes no horizonte que envolve o bolsão; (d) Raízes apenas em material argilo-arenoso presente entre fraturas



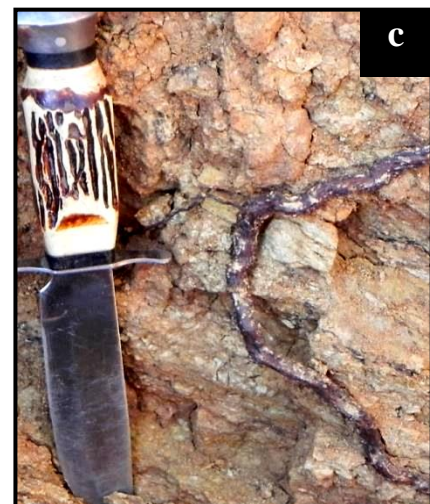
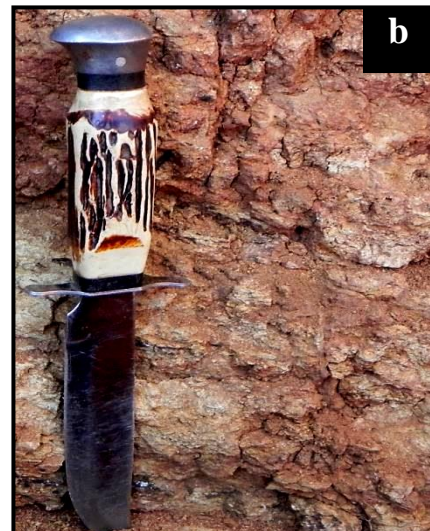
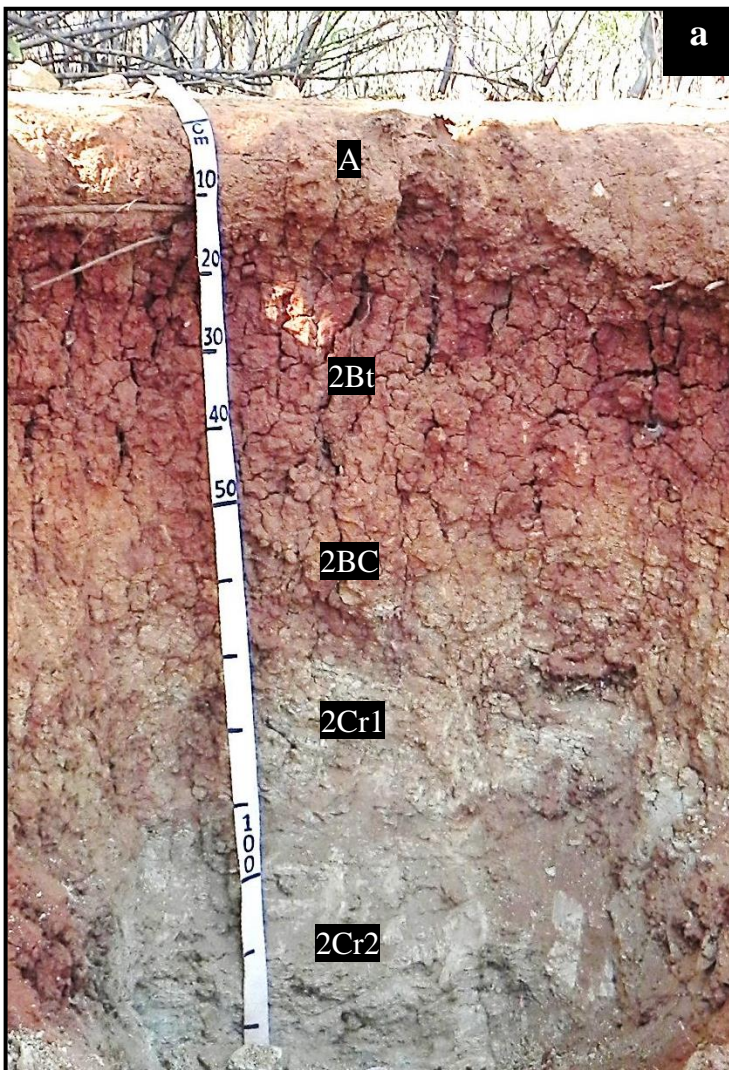
Apêndice V - Morfologia do horizonte Cr3 do perfil 10, Neossolo Litólico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Horizonte saprolítico formado por material maciço e fragmentado; (c) Topo do horizonte com fraturas preenchidas com material argilo-arenoso do horizonte superior ou formado in situ. Raízes apenas entre fraturas preenchidas; (d) Material saprolítico quando fraturado apresenta a estrutura da rocha preservada e indícios de oxidação



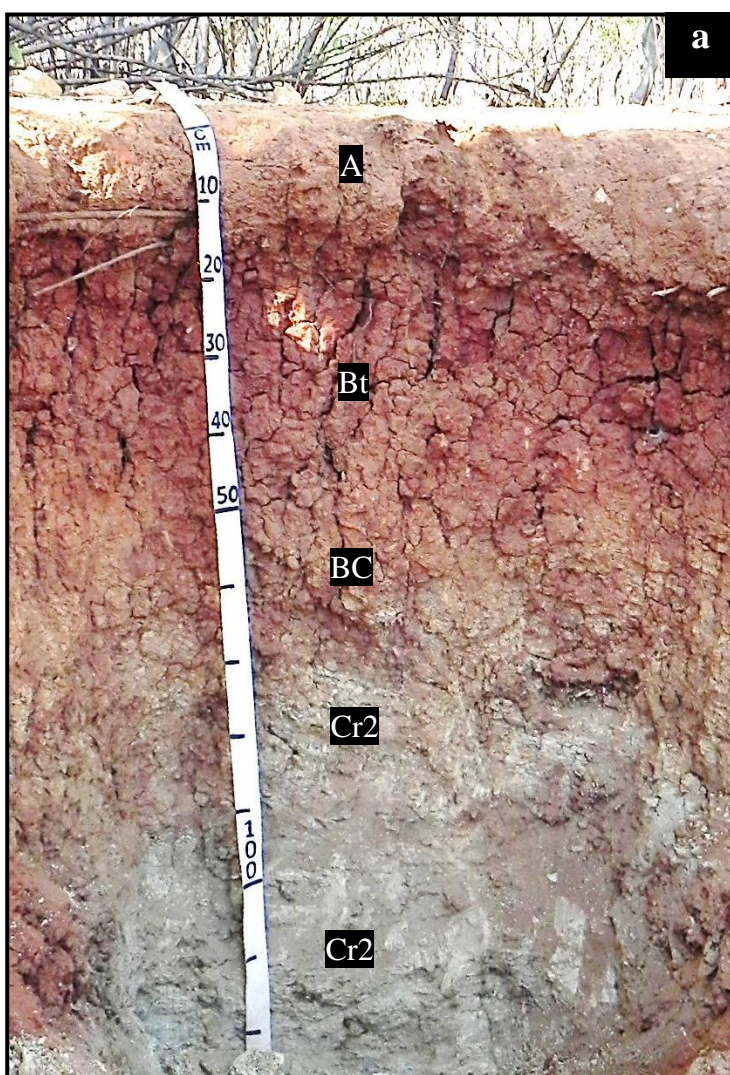
Apêndice W - Morfologia do horizonte Cr do perfil 11, Argissolo Vermelho-amarelo. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Raízes projetando-se do saprolito, aparentemente não entre fraturas; (c) Quando fraturado o material apresenta feição de oxidação no interior, porém mantém a estrutura da rocha; (d) Horizonte formado por sienito com baixo grau de alteração



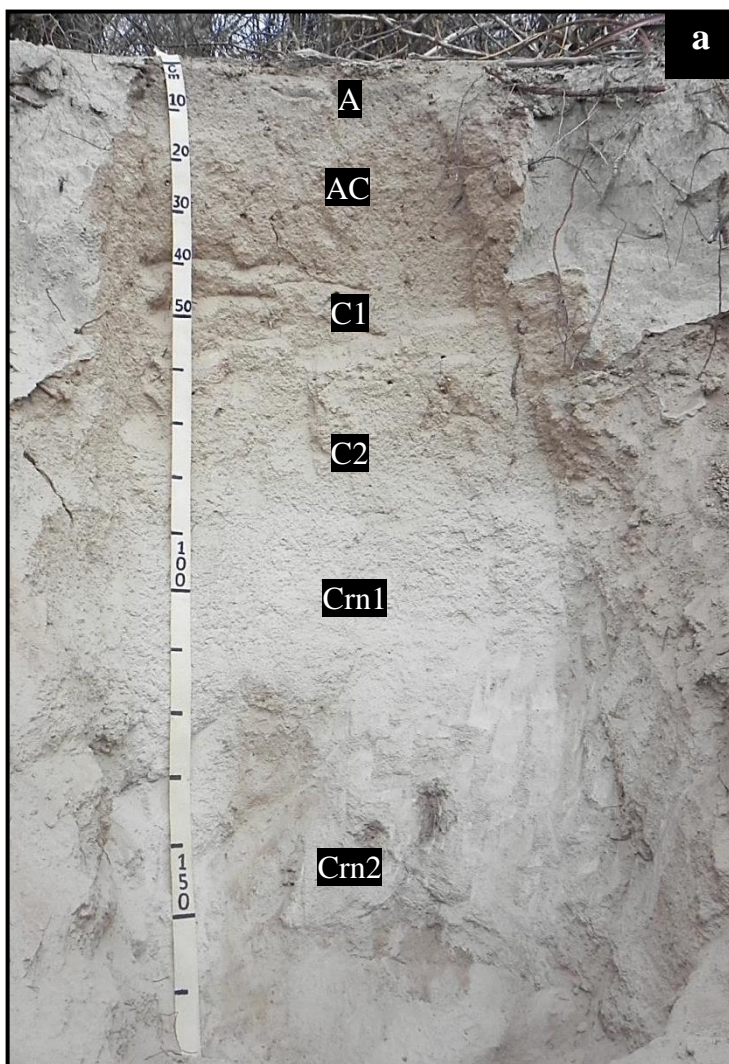
Apêndice X - Morfologia do horizonte Cr1 do perfil 12, Luvissole Crômico; (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Horizonte saprolítico fragmenta-se em blocos prismáticos alongados na horizontal acompanhando o sentido da xistosidade; (c) Raízes com diâmetros maiores que as observadas nas demais camadas. Rara presença de raízes fasciculadas; (d) Quando fraturados, os fragmentos de rocha apresentam o interior com feição de oxidação



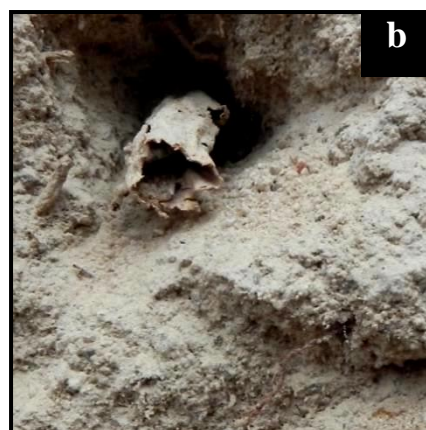
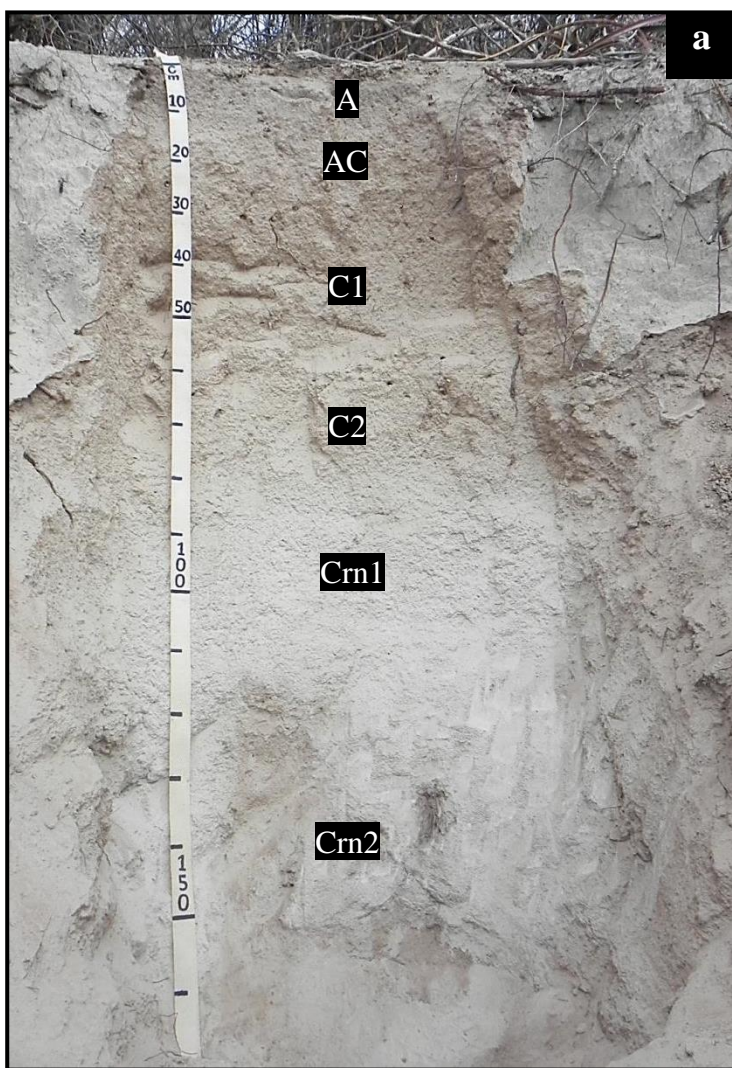
Apêndice Y - Morfologia do horizonte Cr2 do perfil 12, Luvissole Crômico; (a) Horizonte saprolítico formado por gnaisse com intermediária classe de intemperismo; (b) Horizonte saprolítico fragmenta-se em blocos prismáticos alongados na horizontal acompanhando o sentido da xistosidade; (c) Raízes apenas fasciculada projetando-se entre planos de fraturas; (d) Quando fraturados, os fragmentos de rocha apresentam o interior parcialmente preservado e feição de oxidação



Apêndice Z – Morfologia do horizonte C2 do perfil 13, Neossolo Regolítico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Fragmento de rocha, provavelmente gnaisse, com baixo grau de metamorfismo, com 6 cm de altura e 13 cm de largura disposto na diagonal, apresentando xistosidade moderada e coloração rósea, provavelmente com presença de ortoclásio; (c) Raízes fasciculadas e pivotantes; (d) Poro biológico com 0,7 cm parcialmente preenchido por material arenoso de coloração escura, provavelmente produto da decomposição de raízes



Apêndice AA - Morfologia do horizonte Crn1 do perfil 13, Neossolo Regolítico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Cupins próximo a raiz em decomposição; (c) Poucas raízes; (d) Fraca orientação horizontal na estrutura do horizonte, provavelmente herdada do litotipo



Apêndice BB - Morfologia do horizonte Crn2 do perfil 13, Neossolo Regolítico. (a) Horizontes do solo e saprolito; (b) Raízes apenas em bolsões friáveis provavelmente provenientes de atividade biológica; (c) Bolsão de atividade biológica com menor valor da cor e matiz mais amarelado comparado com o material saprolítico ao redor; (d) Paredes de poros biológicos preenchidos por material arenoso de coloração escura

