

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ
NA MINA PARTEZANI, RIO CLARO – SP.

Eduardo Silveira Bernardes

Orientador: Prof. Dr. Sebastião Gomes de Carvalho
Co-orientador: Dr. Erasto Boretti de Almeida

Tese de Doutorado elaborada
junto ao Programa de Pós-
Graduação em Geologia
Regional - Área de
Concentração em Geologia
Regional, para obtenção do
título de Doutor em Geologia
Regional.

RIO CLARO (SP)
Abril/2005

Comissão Examinadora

Co-orientador: Prof. Dr. Erasto Boretti de Almeida
Pesquisador autônomo/São Paulo (SP)

Prof. Dr. Paulo Miranda de Figueiredo Filho
Pesquisador visitante/CNPq/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. José Francisco Marciano Motta
IPT/São Paulo (SP)

Prof. Dr. Marcos Roberto Masson
GEOCAT/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Antenor Zanardo
Departamento de Petrologia e Metalogenia
Instituto de Geociências e Ciências Exatas ? IGCE
Universidade Estadual Paulista

Resultado: Tese aprovada

Rio Claro, 27 de Abril de 2005

A Núbia

Assim, uma coisa é demais e outra de menos, pois para cada um deles nada parece justo e certo, a não ser sua própria opinião, e para onde quer que voltem os olhos, descobrem alguma coisa que lhes desagrade. Pois, sem fé, nunca têm os pensamentos em paz.
Jacob D'Ancona em "Cidade de Luz",
Introdução de David Selbourne, 432 p. Imago.
Tradução de Marcos Santarrita.

Agradecimentos

A conclusão deste trabalho foi possível pela colaboração de diversas pessoas e instituições, às quais quero expressar meus sinceros agradecimentos.

Ao professor Dr. Sebastião Gomes de Carvalho pela orientação durante o desenvolvimento do projeto. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento e Auxílio da Pesquisa, CNPq, pela bolsa concedida ao aluno (Processo nº 140.474/2001-3).

A Universidade Estadual Paulista através do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Campus de Rio Claro, pelo apoio institucional; Ao Centro Cerâmico Brasileiro pelo processamento, em forno, dos corpos de prova; A Partezani Calcários, pelo acesso às áreas de lavra; Ao Prof. Dr. Antenor Zanardo, pelas críticas, sugestões e discussões nos trabalhos de microscopia; Ao Prof. Dr. Mario Luis Assine e a Prof. Dra. Rosemarie Rohn pelo acompanhamento ao campo. Ao Prof. Dr. Joel C. de Castro, pela ajuda em petrografia de lâminas; À professora Dra. Maria Margarita T. Moreno pelo acompanhamento com a difração de raios X; À professora Dra. Kátia Ferrari, aos professores Dr. Erasto Boretti de Almeida, Dr. Antenor Zanardo, Dr. Paulo Figueiredo, Dr. Paulo M. B. Landim, pela grande ajuda nas análises, críticas e sugestões. Aos colegas Dr. Sergio R. Christofoletti, Dr. Marcos R. Masson, Dr. José Francisco M. Motta, Marcos Natal S. Costa, Liliane Hibrain, pelo auxílio nas questões referentes ao tema. André Gustavo Mazzini Bufon pela colaboração no tratamento estatístico dos dados. Aos técnicos dos laboratórios da Unesp, Adilson José Rossini, Nelson Pereira Lopes Júnior, Vladimir, pela ajuda na solução de problemas nos ensaios. Aos colegas que acompanharam os trabalhos de campo, entre eles José Paulo Donatti Filho (Bairral) estagiário da graduação, ao “Cabeça” pela sugestão do tema em conversa no Circo da Segesp e ao legado de grandes amigos da pós, Cesinha, Mirna, Feola, Leila, Luquinha, Neidinha, Julião, Claudinha, que entre muitos outros e juntos fizemos desse lugar um “planeta habitável”

SUMÁRIO

Índice	i
Índice de tabelas	iii
Índice de Figuras	iv
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
1. INTRODUÇÃO	1
2. MÉTODOS	7
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
4. GEOLOGIA LOCAL	49
5. RESULTADOS	58
6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	112
7. Bibliografia	117

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Problemas	2
1.2. Objetivo	3
1.3. Localização da Área	5
2. MÉTODOS	7
2.1. Trabalhos de campo	7
2.1.1. Mapeamento	7
2.1.2. Descrição dos litotipos	8
2.1.3. Amostragem	9
2.2. Trabalhos de laboratório	11
2.2.1. Análise textural	12
2.2.2. Preparação do material	13
2.2.3. Análise mineralógica	16
2.2.4. Microscopia eletrônica de varredura	18
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
3.1. Rochas sedimentares	20
3.1.1. Lamitos	23
3.2. Origem dos Lamitos	25
3.2.1. Intemperismo	26
3.2.2. Erosão	29
3.2.3. Transporte	29
3.2.4. Deposição	30
3.2.5. Litificação	31
3.3. Ambientes de sedimentação de lamitos	32
3.4. Diagênese	34
3.5. Estruturas sedimentares de lamitos	39
3.6. Parâmetros texturais	41
3.7. Aspectos cerâmicos	43
3.7.1. Aplicações e importância	43

3.7.2. Revestimentos cerâmicos	44
3.7.3. Normatização	45
3.7.4. Processo industrial	46
3.8. Métodos de extração	47
4. GEOLOGIA LOCAL	49
4.1. Unidades litoestratigráficas	49
4.2. Contexto tectônico	52
4.3. Evolução geológica	53
4.4. Litotipos da Formação Corumbataí	56
5. RESULTADOS	58
5.1. Descrição dos litotipos	65
5.1.1. Ritmito amarelado	65
5.1.2. Siltito maciço cinzento	72
5.1.3. Argilito violáceo	76
5.1.4. Siltito roxo maciço	79
5.1.5. Siltito vermelho	86
5.1.6. Lamito vermelho	97
5.1.7. Siltito amarelo	100
5.2. Tratamento estatístico	106
5.2.1. Análise das Componentes Principais	108
5.2.2. Análise de Agrupamento	108
6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	112
7. Bibliografia	117

INDICE DE TABELAS

Tabela 5.1. Dados referentes aos ensaios físico-cerâmicos realizados com trinta e cinco amostras, coletadas ao longo do perfil da Mina Partezani, em Assistência. Cada grupo de cinco amostras representa um intervalo característico.....	107
Tabela 5.2. Matriz de correlação entre as variáveis.....	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1. Mapa de localização da área de estudo, com principais acessos pelas rodovias (à direita); em detalhe, a região do pólo cerâmico de Santa Gertrudes, com minas ao redor de Rio Claro que serviram de base para os trabalhos de pesquisa (à esquerda).....	6
Fig. 2.1. Esquema adotado para classificação de rochas sedimentares finas (simplificado de Picardi, 1971) em que a composição textural é enfatizada. * O limite entre as classes de partículas na fração silte e argila, dado pela sua dimensão, é de 4 µm segundo escala logarítmica de Wentworth (1922).....	9
Fig. 2.2. Diagrama de classificação de rochas sedimentares pelíticas Segundo conteúdo em areia, silte e argila. Modificado de Tucker (2001). Amf = areia muito fina.....	12
Fig. 2.3. Fluxograma dos trabalhos de caracterização das amostras	14
Fig. 2.4. Representação dos componentes das rochas sedimentares, com indicação de sua interação na trama da mesma. Modificado de Wilson (1977, apud Giannini, 2001).....	18
Fig. 3.1. Estimativa dos componentes de rochas “finas” segundo critérios propostos por Bratt et al. (1980) para identificação em campo.....	25
Fig. 3.2. Estruturas sedimentares formadas em função de diferentes condições de preservação Jopling & Walker (1968, in Suguio, 2003).	42
Fig. 4.1 Mapa geológico da região no entorno da área de pesquisa, sob influência de estruturas do Alto Estrutural de Pitanga. Modificado de Sousa (2002).....	50
Fig. 4.2. Coluna estratigráfica simplificada da Seqüência Carbonífera-EoTriássica de Milani et al. (1994) para a região entre os estados do Paraná e São Paulo, da Bacia do Paraná.....	52

Fig. 4.3. Mapa paleogeográfico do final do Permiano (cerca de 255 M.a.) adaptado de Scotese (1977, apudo Phoenix, 1999).....	54
Fig. 5.1. Fotografias dos principais litotipos identificados na área de estudo com suas feições características; a) Os siltitos arroxeados da base da seção apresentam-se empastilhados, já nos primeiros dias de exposição às condições superficiais, o que facilita a sua desagregação no pátio de secagem das minerações. GPS Garmin de doze canais utilizado como escala na foto, tirada na frente de lavra da mina de calcário de Assistência (Rio Claro) da Partecal; b) Os litotipos da porção superior apresentam interlaminções esbranquiçadas que se destacam pela coloração amarelada que assumem no conjunto; c) O siltito roxo maciço apresenta variações de cor, que estão relacionadas ao conteúdo em matriz das diferentes camadas. Nessa foto, a parte inferior é mais clara, separada da superior por uma lâmina de material ferruginoso; d) detalhe de uma camada branca com pouco mais de um centímetro intercalada nos lamitos avermelhados da porção superior, na frente de lavra da Argipar (km 9,5 da SP-127	59
Fig. 5.2. Diagrama de classificação textural de rochas sedimentares e os principais litotipos da área. A posição de cada um no diagrama representa uma média ponderada empregada entre os diversos subtipos amostrados.	60
Fig. 5.3. Seção colunar simplificada com os principais intervalos e os minerais mais abundantes.	62
Fig. 5.4. Quadro com as coordenadas dos pontos de coleta de Amostras	65
Fig. 5.5 Mapa planialtimétrico dos locais de perfilagem das frentes de lavra e dos acessos aos pontos de coleta das amostras. A área é composta por um complexo de cavas de onde são explotados calcários, desde a década de 70, e mais recentemente as argilas para a indústria cerâmica. Modificado de São Paulo.	64
Fig. 5.6. Locais de ocorrência do ritmito na interface das formações Irati e Corumbataí.	67

- Fig. 5.7. Fotografia e fotomicrografias do ritmito em diferentes escalas.
 a) Brecha intraformacional. Observar os microclastos envolvidos por hematita neoformada; b) Fotomicrografia da brecha em nicóis cruzados. c) laminação do ritmito em detalhe onde as lâminas mais escuras representam hematita (em preto) e as lâminas com matriz de illita (em cinza) se alternam às lâminas com predomínio de grãos detríticos (tons mais claros); d) Detalhe da brecha. Os minerais identificados por análise petrográfica e difratométrica são: ca = calcita, ec = esmectita-clorita e he = hematita. 68
- Fig. 5.8. Fotomicrografia do ritmito. a) Grãos envolvidos por cimento, de natureza calcífera e ferruginosa (nicóis paralelas); b) Sob nicóis cruzados foi possível notar a substituição do feldspato (em cinza) por calcita (cores claras). 69
- Fig. 5.9. Difratoograma de material esbranquiçado presente na brecha Com pico diagnóstico da albita com $d = 3.22 \text{ \AA}$. 71
- Fig. 5.10. Classificação textural das amostras de siltito cinza selecionadas para a realização dos ensaios. Notar a elevada concentração dos resultados em torno da fração silte (elevada maturidade). 73
- Fig. 5.11 Fotomicrografia do siltito cinza maciço: a) presente na base da da seção, na mina Partezani, onde foi descartado até recentemente como material impróprio para a indústria cerâmica; b) detalhe das lentes e lâminas de coloração mais clara na amostra 182 de siltito cinza, coletada no local da foto ao lado. 74
- Fig. 5.12 Difratoograma da amostra 182 de siltito cinza. Notar a simplicidade mineralógica da rocha, com quartzo, esmectita e illita (matriz) e calcita (cimento). 74
- Fig. 5.13. Difratoograma das amostras de argilito violáceo em suas variações: a) na base (amostra 16) em que foram identificados picos de illita, caulinita (produto de alteração) e quartzo e; b) no topo (amostra 52), em que se destacam picos de um argilomineral interestratificado irregular (esmectita-clorita), da illita, quartzo, albita e calcita. 77

- Fig. 5.14. Classificação textural das amostras de argilito violáceo, que foram submetidas ao ensaio de separação das frações silte e argila. Notar a distribuição mais espalhada que aquela encontrada para o siltito cinza. 79
- Fig. 5.15. Fotografia do Argilito violáceo na frente de lavra onde se encontra brechado. A amostra coletada para ensaios e DRX foi num local de outra ocorrência. 80
- Fig. 5.16. Classificação textural do conjunto de amostras de siltito roxo, coletadas para realização dos ensaios. Notar a distribuição mais espaçada que do conjunto de amostras de siltito cinza. 81
- Fig. 5.17. a) Fotografia de uma bancada onde foram tomadas as medidas de direção e mergulho de uma falha na porção inferior de siltito roxo maciço. A fotografia foi tirada após um período de pelo menos 15 dias de exposição das rochas ao intemperismo; b) Observar a coloração mais escura e ausência de empastilhamento quando a rocha ainda encontrava-se inalterada. 83
- Fig. 5.18. a) Fotomicrografia de siltito roxo em que se observa predomínio de matriz constituída por argilominerais onde flutuam grãos de quartzo. Nicóis cruzados, eixo maior = 2,4 mm; b) Detalhe da mesma lâmina. Observar grãos de quartzo com dimensões de 35 microns. Manchas escuras correspondem a chamosita, variedade de clorita rica em Fe. Eixo maior da foto = 0,24 mm. 84
- Fig. 5.19. Difratoograma da amostra 11, de siltito roxo, coletada na frente de lavra da mina Argipar em Assistência (km 9,5 da SP-127). Foram identificados picos de illita, clorita, quartzo, albita, calcita e hematita. No campo dos argilominerais expansivos apenas uma banda, provavelmente relacionada a interestratificados. 86
- Fig. 5.20. Fotomicrografia da amostra 28, com intelaminações claras e escuras, do intervalo de siltito vermelho: a) A porção clara na sua parte inferior apresenta muito pouca matriz. Nicóis //, eixo maior = 4,5 mm; b) sob nicóis cruzados percebe-se que a porção clara não apresenta continuidade ótica entre os grãos, fato que reforça a interpretação da origem detrítica predominante da fração silte, com cimento intergranular de cor branca envolvendo os grãos (provável albita). 89

- Fig. 5.21. Imagem MEV com feixe de elétrons secundários (SE) de cristal de magnetita com 2 microns em meio à matriz argilosa de siltito claro intercalado no intervalo de siltitos vermelhos. 90
- Fig. 5.22. Detalhes de estruturas centimétricas presentes na unidade de siltitos vermelhos: a) lentes descontínuas de material siltoso mais claro; b) laminação convoluta. 91
- Fig. 5.23. Detalhe da estrutura de fluidificação de sedimentos em amostra coletada no intervalo de siltitos vermelhos. 91
- Fig. 5.24. Feições sedimentares presentes nos siltitos: a) lentes de composição quartzo-feldspática (claras), compostas por minerais de origem especialmente detrítica, se interpõem no material mais argiloso (escuro); b) feição típica das interlaminanças na parte superior da seção, onde as lâminas de material bem selecionado estão imersas em porções lutíticas. Nicóis X. 92
- Fig. 5.25. Diagrama de classificação textural das amostras coletadas no intervalo de siltitos vermelhos. Os outros intervalos não apresentam uma dispersão tão acentuada como a que foi encontrada para esse intervalo, razão pela qual foram feitos ensaios em maior número de amostras. 93
- Fig. 5.26. Fotomicrografia de amostra coletada no intervalo de siltitos vermelhos, onde se pode observar a presença de hematita colomórfica, grãos detríticos com dimensões entre 20-40 microns (fração silte) em arranjo apertado e cimento de cor cinza, interpretado como feldspato. 94
- Fig. 5.27. a) Difratoograma da amostra 9a da interlaminação clara na amostra de siltito vermelho. Notar o pico mais destacado da albita com relação ao 9b; b) Difratoograma da amostra 9b, porção vermelha da rocha, onde o pico dos argilominerais (illita e esmectita-clorita) é dominante. No ensaio de separação, realizado com os dois materiais, a porção vermelha é siltico-argilosa e a clara é siltico-arenosa. 96

- Fig. 5.28. alto; Fotografia da frente de lavra em que se destaca o intervalo de lamitos vermelhos (centro da foto). b) acima; Detalhe do lamito de aspecto maciço (centro da foto) com início das finas interlaminações amareladas a 3,0 metros acima do piso da bancada 97
- Fig. 5.29. Diagrama de distribuição das amostras do lamito vermelho quanto à maturidade textural. 98
- Fig. 5.30. Difratograma da amostra 23 de lamito vermelho. A esmectita-clorita e a illita são os principais componentes da matriz. Nesse difratograma não ocorre o pico de 7 Å da chamosita, comum aos litotipos de cor escura 99
- Fig. 5.31. Grão de feldspato na fração areia muito fina, com geminação característica. Matriz de argilominerais (a) e cimento de calcita visíveis no microscópio petrográfico. Amostra 25 do intervalo de siltito amarelo. Nicóis cruzados. 101
- Fig. 5.32. Imagem MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura) de elétrons secundários (SE) do cimento de uma interlaminação de arenito no intervalo de siltitos amarelos (amostra 45). A composição obtida por EDS indica ser um feldspato Sódico (albita) com illita intercrescida. 103
- Fig. 5.33. Diagrama de distribuição das amostras de siltito amarelo quanto à maturidade textural. 104
- Fig. 5.34. Difratograma da amostra 28, coletada no intervalo de siltitos amarelos, que representa uma interlaminação com matriz argilosa. Os dois picos em torno de 7 Å (angstrons) representam a presença de interestratificados de esmectita-clorita e de chamosita, uma clorita rica em ferro. Essa clorita tem cor marrom e foi reconhecida em lâmina de seção delgada. 104

- Fig. 5.35. Fotomicrografia de lâmina da amostra de nº 25, de interlaminação siltico-arenosa, no intervalo de siltitos amarelos. Observar o predomínio de grãos detríticos com dimensões entre 40-70 microns (fração silte - areia muito fina) com cimento de calcita aureolar (**c**) envolvendo núcleos de hematita, ambas ocupando a porosidade gerada pela dissolução de minerais pré-existentes. Palhetas de biotita apresentam-se pouco alteradas (**b**); a compactação gerou contatos suturados entre grãos (seta em **sut**). Nicóis X. 105
- Fig. 5.36. Imagem MEV de grãos com dimensões na fração argila (< 4 microns) envoltos pela matriz argilosa. Amostra 40, representando interlaminações siltico-argilosa no intervalo de siltitos amarelos. 105
- Fig. 5.37. Dendograma resultante da Análise de Agrupamentos entre amostras. Dois grandes grupos reúnem as amostras de topo e base (direita) e as amostras do restante da seção (esquerda). 109
- Fig. 5.38. Análise de Componente Principais, realizada com as amostras coletadas na mina Partezani. 110

RESUMO

A Formação Corumbataí (Permiano) foi estudada em suas variações verticais, em duas frentes de lavra nas proximidades de Rio Claro, enfocando as relações entre os componentes mineralógicos e as propriedades cerâmicas. A análise petrográfica das amostras coletadas nessas minas, por meio de microscópio óptico, juntamente com Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) dos minerais do cimento e Difração de Raios-X (DRX) com a fração argila, revelou uma assembléia mineralógica complexa com quartzo e feldspato na dimensão silte, matriz constituída por illita, esmectita-clorita, chamosita, berthierina e argilominerais interestratificados, e hematita, calcita e albita como cimento dessas rochas. Os sedimentos originais, pelíticos e ricos em ferro, foram modificados pelos eventos diagenéticos, durante a interação com soluções conatas alcalinas; processos de substituição e autigênese sucederam a diagênese inicial promovendo a formação de diferentes tipos de cimento e o crescimento dos cristais de illita. Os filossilicatos hidratados e amorfos de sílica precipitados na interface sedimento-água deram origem a esses minerais através de transformações associadas à perda de água interplanar e trocas catiônicas com os fluidos hipersalinos iniciais, mas também há evidências de forte influência de eventos magmáticos que teriam desencadeado novas transformações diagenéticas. A diagênese tardia sob influência de processos superficiais sob ação de águas meteóricas também está registrada em algumas feições, embora mais restrita pela característica impermeável dos litotipos. Os principais horizontes estratigráficos foram descritos em termos de litotipo, textura, conteúdo em argila e minerais do cimento. Análise de Componentes Principais e de Agrupamento reforça a correlação entre as feições texturais (granulometria e maturidade) e as propriedades físicas do material.

Palavras chave: Formação Corumbataí, análise petrográfica, diagênese, cimento.

ABSTRACT

The Late Permian Corumbataí Formation was studied in its vertical variability within a couple of mine works close to Rio Claro, focusing relationships between mineralogical components and ceramics properties. The petrographic analysis of the samples collected in these mines, made by optical microscopic, Scanning Electron Microscopy (SEM) of the cement minerals and X-ray techniques with clay fraction, revealed a complex mineralogical assemblage with quartz and feldspar in silt size grains, within a matrix constituted by illite, smectite-chlorite, chamosite, berthierine and interstratified clay-minerals, with cement of hematite, calcite and albite. The original fine-grained iron-rich sediment was modified by diagenetic events, during the interaction with alkaline conate solutions; mineralogical substitution and authigenesis followed this early diagenesis with the formation of different types of cement. The hydrous phyllosilicates and the amorphous silica precipitated in the water-sediment interface played an important role on these transformations, but there are evidences of strong influence of magmatic events which promoted another diagenetic phase generation. The principal stratigraphic horizons were described in terms of lithology, texture, argillaceous content and cement minerals. Principal Components and Clusters Analysis strains the correlation between textural features (grain size and maturity) and physical properties of the material.

Key-words: Corumbataí Formation, petrographic analysis, diagenesis, cement.

1. INTRODUÇÃO

Até meados da década de 70, as rochas da Formação Corumbataí eram consideradas capeamento estéril das minas de calcário na região de Rio Claro, e após serem retiradas eram empilhadas ao redor das pedreiras. Com o desenvolvimento da indústria cerâmica, no final da década de 80, e com a introdução de novos equipamentos com capacidade de processar matéria-prima numa escala sem precedentes, essas rochas passaram a ser utilizadas extensivamente na fabricação de pisos e revestimentos cerâmicos.

Os depósitos contêm variados tipos petrográficos, entre os quais destacam-se siltitos, argilitos e lamitos, formados pela litificação de sedimentos finos. Essa é a razão da designação normalmente adotada pela comunidade geológica para o conjunto de litotipos da Formação Corumbataí: rochas heterolíticas; são rochas que contêm quantidades variáveis de areia, silte e argila, além de carbonato. A importância dessas rochas na composição da massa cerâmica está na sua variedade: Elas formam volumes muito grandes de matéria-prima composta, com todos os componentes necessários ao seu processamento industrial.

A caracterização da Formação Corumbataí como fonte de matéria-prima para a indústria cerâmica da região, foi objeto de teses e artigos de diversos pesquisadores, na busca de qualidade, normalmente associada à sua composição química e mineralógica. A Unesp de Rio Claro, através do Instituto de Geociências, o Centro Cerâmico do Brasil (CCB), a UNICER (União dos Ceramistas) e outras instituições envolvidas, intensificaram essas ações a partir do final da década de 90, para garantir a inserção do parque industrial no cenário competitivo de produção de pisos e revestimentos.

A massa cerâmica que resulta do beneficiamento de rochas foi tema de alguns desses trabalhos, com ênfase na sua mineralogia e composição química. O principal objetivo dos estudos foi o de se obter dados sobre a influência desses parâmetros nas propriedades físicas do material, para melhoria da formulação da massa e dos processos de beneficiamento. O presente trabalho vem se somar aos estudos desenvolvidos até agora e amadurecer o conhecimento geológico que se tem dessas rochas.

1.1. Problemas

O estudo de rochas sedimentares de granulação fina, designadas como lamitos (*mudstones*) pelos autores de língua inglesa, esbarra numa série de dificuldades, vinculadas tanto à falta de bibliografia sobre o assunto quanto ao próprio material; embora representem, de acordo com Potter et al. (1980), dois terços do registro das rochas sedimentares, são muito pouco estudadas, em razão das dimensões de suas partículas e das dificuldades de se obter lâminas dessas rochas.

O avanço das minas sobre os depósitos da Formação Corumbataí na região de Rio Claro expôs camadas cada vez mais profundas, que permitiu estudos petrológicos através de técnicas, até então pouco utilizadas nas pesquisas sobre a formação. A rocha inalterada pode ser finamente laminada e observada em microscópio petrográfico. Essa análise trouxe à tona alguns problemas: a matriz dessas rochas muitas vezes é constituída por partículas tão finas, que se confunde com o cimento, não sendo possível a distinção entre os dois componentes. Para isso utilizou-se de técnicas complementares, como a difração de raios X e a microscopia eletrônica de varredura.

A composição mineralógica das rochas em si é outro elemento complicador: quanto maior o teor em minerais argilosos, maior a reatividade dos sedimentos originais e maior o número de reações possíveis entre eles e a água de formação. A interpretação das reações que levaram à formação da assembléia observada depende de se encontrar feições muito particulares, considerando-se que essas reações deixam impressas nos minerais e na trama da rocha as condições de sua formação. O intemperismo tende a apagar algumas dessas feições e por isso não se deve descuidar das condições de campo durante a coleta das amostras; os afloramentos e outras exposições de rochas revelam dados muito importantes e que não podem ser obtidos através do simples exame de amostras isoladas.

Um outro aspecto abordado no presente trabalho é a classificação textural das rochas, objeto de muita polêmica, pois o método de análise dessa propriedade das rochas é condicionado por diversos outros fatores como sua tenacidade e estado de alteração, que podem falsear resultados. Através da microscopia de lâmina de rochas é possível contrapor os resultados obtidos

nos diferentes ensaios de separação granulométrica, com a sua natureza intrínseca, isto é, com o material *in natura*, ainda não desagregado.

Como resultado da análise petrográfica esperava-se designar os litotipos pelas dimensões dos seus constituintes predominantes. O que se verifica com as rochas finas, no entanto, é uma mistura muito freqüente entre as diferentes classes de partículas, o que inviabiliza a sua individualização em corpos geométricos bem definidos.

Apesar da aparente continuidade de muitas de suas propriedades na escala de afloramento, os depósitos mudam de local para local ou mesmo dentro de uma mesma mina, e algumas camadas não se apresentam contínuas lateralmente, assemelhando-se a lentes.

Os principais problemas que se tornam evidentes diante desses fatos são:

1. As reservas de matéria-prima apresentam qualidade constante na região?
2. Quais as diferenças que os depósitos apresentam na vertical?
3. Quais os principais componentes e contaminantes do material?
4. Quais os fatores que interferem na qualidade da matéria-prima?
5. Como se pode corrigir diferenças encontradas?

Essas e outras questões foram tema de diversos trabalhos realizados com as rochas da unidade em questão. Até o momento algumas delas já encontraram suporte técnico-científico, enquanto que outras permanecem um campo aberto à investigação.

1.2. Objetivo

O conhecimento geológico de uma rocha sedimentar envolve questões relacionadas à sua gênese, aos processos de transformação dos minerais constituintes, ao tamanho dos grãos e partículas agregadas. Os componentes dessa rocha desempenham papel fundamental nas suas propriedades, como por exemplo, a constituição do cimento que lhe confere coesão e tenacidade.

Uma das propriedades que se revelou mais limitante na utilização dessas rochas pela indústria cerâmica, foi a sua elevada resistência à

desagregação, ou seja, à moagem. Alguns litotipos resultam em elevado resíduo de moagem, sinal de que devem conter maiores teores em cimento.

O principal objetivo do presente trabalho foi o de se identificar os minerais formadores do cimento, que desempenham papel fundamental na tenacidade das rochas; dessa forma espera-se reconhecer quais as formas de ocorrência do cimento, sua gênese e suas transformações durante a diagênese. As feições microscópicas referentes aos processos pós-sedimentares (diagenéticos), que atuam sobre os sedimentos, podem revelar a seqüência de transformações responsáveis pela assembléia mineralógica presente nas rochas.

A determinação dos parâmetros que condicionam o grau de cimentação das rochas pode revelar se alguns litotipos estiveram preferencialmente sujeitos à concentração de cimento. A identificação dos minerais que compõem o cimento foi, portanto, um dos objetivos dos estudos levados a termo neste trabalho; as características intrínsecas dos diferentes litotipos que condicionam a sua cimentação é objetivo secundário.

Além deste objetivo os estudos enfocaram as feições microscópicas das rochas que compõem o perfil da jazida; essa avaliação permite separar os estratos em função de parâmetros mais confiáveis, que persistem ao longo de sua história geológica, isto é, não sofreram modificações de caráter secundário. A correlação de estratos presentes em diferentes minas através de suas feições microscópicas fundamenta-se na hipótese de continuidade lateral das condições de deposição dos sedimentos, o que está de acordo com o modelo mais aceito para bacias intracratônicas paleozóicas. O parâmetro que se comporta de maneira mais estável durante a diagênese, em se tratando de rochas siliciclásticas, é a granulometria; os minerais mais estáveis, formadores de rocha, estão sujeitos ao sobrecrescimento, mas essa feição é facilmente reconhecível.

Uma outra questão abordada refere-se às propriedades cerâmicas associadas aos aspectos dimensionais das rochas; a proporção entre a fração fina (dimensão argila) e a fração silte e/ou areia em rochas utilizadas como matéria-prima cerâmica é de fundamental importância na sua caracterização. Os trabalhos mais recentes de caracterização das rochas da Formação Corumbataí se voltaram para a distribuição dos litotipos em função de suas

propriedades cerâmicas. Embora fizessem referência ao aspecto textural, esse parâmetro não foi abordado em detalhe.

Dessa forma um dos objetivos foi o de se verificar a variação na relação dos componentes silte/areia e argila, designada “maturidade” textural em função do seu significado sedimentológico, e avaliar sua importância como critério de separação dos horizontes na mina. A idéia de se adotar esse critério partiu de sua suposta simplicidade, ou seja, a maturidade textural das rochas reflete condições de formação que são facilmente quantificáveis e que pode se constituir numa técnica de controle preditivo de suas propriedades cerâmicas.

A pesquisa das jazidas em áreas ainda pouco exploradas depende do quanto se conhece dos depósitos atualmente em exploração e das variações estratigráficas dos corpos de minério, das prováveis transformações mineralógicas que esses depósitos tenham sofrido na sua história geológica. A abundância de matéria-prima nas minas em atividade não corresponde à realidade que se tem observado, quanto à homogeneidade de suas propriedades por toda a extensão de ocorrência da Formação Corumbataí na região; a partir do estudo sistemático de uma jazida, espera-se obter os dados necessários à gestão dos recursos minerais e, por assim dizer, definir um avanço ideal para futuras cavas e misturas sustentáveis entre os diferentes litotipos presentes em cada uma dessas minas.

1.3. Localização da área

A área de pesquisa está situada entre as coordenadas: 7.508.000 e 7.506.000 N, e 234.000 e 236.000 E (22° 30' S, 47° 23' W e 22° 32' S, 47° 43' W). O acesso ao local, a partir de São Paulo, pode ser feito pelas rodovias SP-330 (Anhanguera), SP-310 (Washington Luiz) e SP-127, que liga Rio Claro a Piracicaba. A coleta de amostras foi feita principalmente na Mina Partezani localizada nas proximidades do Distrito de Assistência, Município de Rio Claro (fig. 1.1); amostras utilizadas em estudos comparativos, de correlação dos horizontes e da continuidade lateral das suas características foram coletadas em outras minas situadas em redor da Partezani, e que constam do mapa de localização (Figura 1.1) a seguir.

Além dessas minas, algumas já pesquisadas, cujo material se encontra descrito e analisado em outros trabalhos, foram objeto de consultas e estão no mesmo mapa. As minas Granussio e Tutte são alguns exemplos.

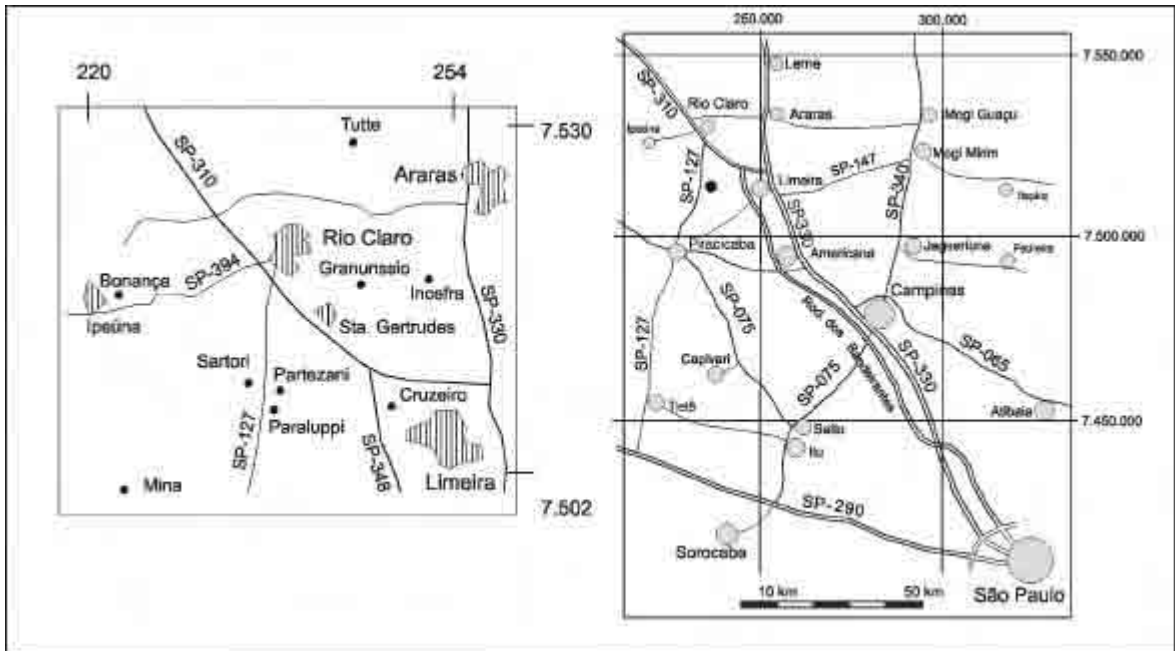


Fig. 1.1: Mapa de localização da área de estudo, com principais acessos pelas rodovias (à direita); em detalhe, a região do pólo cerâmico de Santa Gertrudes, com as minas ao redor de Rio Claro que serviram de base para os trabalhos de pesquisa (à esquerda).

2. MÉTODOS

O primeiro fato a ser mencionado, com respeito ao conjunto de métodos empregados durante o desenvolvimento dos trabalhos de pesquisa, é a análise dos litotipos por meio de técnicas complementares, para esmiuçar e esgotar as possibilidades de identificação de parâmetros texturais e mineralógicos. A identificação da assembléia de minerais foi feita sob esse cuidado; uma vez que um único ensaio não se apresentou satisfatório para o diagnóstico completo dessa assembléia. Os ensaios de caracterização textural (separação das frações granulométricas) também foram complementados com análise petrográfica para aferir os resultados alcançados. Essa abordagem simultânea, através do cruzamento de resultados, refinou a análise final. Com base nessa análise foi possível diferenciar estratos em suas características inerentes mais simples.

Os perfis foram estudados por um período de seis meses, quando as mais relevantes informações puderam ser anotadas, com destaque para a variação vertical na composição das camadas ou estratos ali representados. A aparente simplificação, com enfoque nos fatores texturais e mineralógicos, permitiu maior confiabilidade, ou seja, de representatividade das amostras.

2.1. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados durante o período compreendido entre os meses de maio de 2001 e junho de 2002, dividido em três etapas: a) mapeamento e descrição de perfis; b) delimitação de horizontes nas frentes de lavra e c) coleta de amostras.

2.1.1. Mapeamento

Durante a primeira etapa de campo foi feito um levantamento planialtimétrico das frentes de lavra e dos afloramentos disponíveis. Esse levantamento resultou em uma planta de detalhe da frente de extração e no dimensionamento das reservas com bases sólidas, pelo menos do ponto de vista da espessura das camadas.

Utilizando-se desse mapa foi possível delimitar os intervalos amostrados, para que a coleta de amostras tivesse um significado

estratigráfico. O posicionamento de cada intervalo amostrado ficou assim referenciado quanto à sua cota topográfica. Esse procedimento também permitiu a elaboração de uma seção, com a espessura dos diferentes intervalos ali reunidos, que contém todos os perfis levantados em diferentes pontos da mesma área de trabalho em uma única figura.

Todos os perfis amostrados em campo foram representados nas suas variações locais, tomando-se o devido cuidado com relação ao nível em que foi coletada e com a proporcionalidade do intervalo quanto ao restante dos estratos. As porções mais alteradas (de topo) dos perfis foram descritas, mas não foram utilizadas como ponto de coleta de amostras, pois não permitem preparação de seção delgada e/ou análise textural da rocha devido ao intemperismo.

Os pontos de coleta de amostra ou de descrição dos litotipos foram posicionados em mapa (escala 1:10.000) através de suas coordenadas geográficas obtidas com GPS Garmin de doze canais. As coordenadas obtidas dessa forma apresentaram significativa precisão, levando-se em conta que as frentes de lavra foram objeto de levantamento topográfico e alguns dos pontos foram aí incluídos para verificação do erro.

2.1.2. Descrição dos litotipos

A classificação de rochas sedimentares, constituídas predominantemente por partículas nas dimensões silte e argila (Lamitos, Fig. 2.1), foi objeto de trabalho realizado por Picard (1971), que enfatiza a textura e a composição, principalmente dos componentes da fração silte, modificado pela composição dos argilominerais e requer estudos petrográficos de seção delgada.

A classificação de lamitos (*fine-grained rocks*) proposta por Twenhofel (1937 apud Pettijohn, 1975) se fundamenta em dois parâmetros fundamentais: o estado de consolidação e a relação silte/argila. Füchtbauer & Muller (1970, apud Pettijohn, 1975) também utilizaram esses critérios na classificação de lamitos (estado de consolidação e a proporção silte/argila). A nomenclatura de rochas sedimentares proposta por Shepard (1954) é outro exemplo da importância da relação entre esses componentes para a classificação de rochas sedimentares dessa natureza.

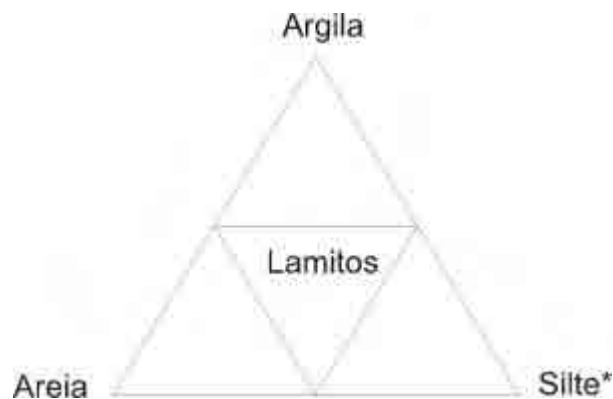


Fig. 2.1: Esquema adotado para classificação de rochas sedimentares finas (simplificado de Picard, 1971) em que a composição textural é enfatizada. * O limite entre as classes de partículas na fração silte e argila, dado pela sua dimensão, é de $4\ \mu\text{m}$, segundo escala logarítmica de Wentworth (1922).

No presente estudo foi utilizada a separação das frações areia/silte/argila na análise dos lamitos, pois entre os litotipos observados, alguns continham pequena proporção de areia muito fina no arcabouço da rocha. A matriz, normalmente constituída de argilominerais, foi posteriormente identificada em sua mineralogia, o que complementou a descrição dos litotipos.

Na etapa de campo os critérios utilizados na descrição foram: a) a cor, que pode indicar minerais e componentes do cimento; b) o estado de consolidação referente ao grau de cimentação ou de alteração superficial; c) aspectos relacionados à composição da matriz que se refletem em propriedades perceptíveis ao tato, como a untuosidade ou a aspereza da amostra; d) a proporção silte/argila a que correspondem estruturas como a fissilidade ou o empastilhamento; e) presença de estruturas, restos fósseis e outros aspectos relacionados ao ambiente deposicional para correlação de fácies e, f) presença de carbonatos, que são detectados pela aplicação de ácido clorídrico.

2.1.3. Amostragem

A amostragem da jazida em setores verticais contínuos permite a definição do suporte, no sentido estatístico do termo, desde que alguns cuidados sejam tomados. A descrição do horizonte amostrado em sua espessura e regularidade ao longo desse intervalo, foi o modo encontrado para

viabilizar a mensuração da quantidade de cada uma das amostras a serem utilizadas na preparação da mistura final submetida aos ensaios cerâmicos. As características texturais e o aspecto visual da amostra de mão, desde que observadas sob a lupa, serviram como base para a seleção da amostra mais representativa do intervalo.

Nos casos em que o horizonte apresentava diferenças significativas na sua composição e textura a pequenos intervalos, em escala centimétrica por assim dizer, foi necessária a coleta de seus diversos litotipos, resultando num volume muito maior de material. A amostra composta final foi, portanto, decorrência de uma série de medidas tomadas com a devida ponderação. Essa amostragem foi repetida para averiguação de diferenças nos resultados iniciais referentes aos ensaios texturais, e algumas amostras foram descartadas em função desse procedimento iterativo.

Trinta e cinco amostras foram selecionadas, como as mais representativas dos diferentes litotipos expostos nas frentes de lavra em exposição na área de estudo, A coleta foi feita de modo a incluir uma seção (em calha) ao longo dos intervalos.

A coleta de amostras seguiu um sistema de referência no sentido de unidades maiores para menores, por meio de pontos escolhidos de forma casual, seguindo modelo estatístico geral para amostragem geológica, conhecida como amostragem hierárquica (Landim, 1997). A área coberta pela amostragem corresponde aos afloramentos e minas nas proximidades do Distrito de Assistência, às margens da rodovia SP-127, num total de 8 km². Essa área é compatível com a delimitação de uma reserva mineral, cujas reservas podem ser cubadas em função de características cerâmicas locais do minério.

Além das amostras selecionadas para ensaios físico-cerâmicos e tratamento estatístico, foram coletadas cerca de 70 amostras para separação das frações (ensaio de caracterização textural), número considerado suficiente para a detecção das diferenças e da variabilidade referente a este parâmetro, dentro de um mesmo intervalo.

A análise textural das rochas que compõem a seção estudada da Formação Corumbataí buscou enfatizar aspectos ainda não abordados nos estudos mais recentes sobre a unidade. Um desses aspectos é a sua

caracterização quanto aos diversos componentes, ou seja, em se tratando de rochas sedimentares, os conceitos de arcabouço, matriz e cimento (ver cap. 3) são primordiais na definição de sua composição e classificação. Para isso foi necessário o exame de lâminas de seção delgada, com amostras selecionadas para esse fim segundo critérios de qualidade da rocha, que também faziam parte do grupo submetido aos ensaios texturais. Essa análise petrográfica será discutida no item 2.2.

A coleta de amostras para a preparação de lâminas seguiu alguns critérios de interesse na obtenção de dados para análise dos processos diagenéticos atuantes na sua consolidação. De preferência foram coletadas em bancadas recém abertas em horizontes bem preservados de processos supérgenos, distantes de zonas de cisalhamento ou de fraturas que pudessem ter favorecido a percolação de água meteórica, amostras muito pouco alteradas, portanto. Por esse motivo apresentaram-se em condições de corte, sem que fosse necessária sua impregnações com resina.

A escolha dos planos de corte para confecção das lâminas foi no sentido de permitir a visualização de interlaminações e microestruturas, em sua diversidade e sempre orientada com relação à bancada, isto é, tomou-se o cuidado de referenciar a posição de coleta com auxílio de bússola. Outras recomendações, presentes em Tucker (1995), também foram adotadas para assegurar o melhor exame e descrição das lâminas.

2.2. Trabalhos de laboratório

Antes de prosseguir na descrição da metodologia empregada no desenvolvimento dos trabalhos experimentais, serão definidos alguns termos e procedimentos utilizados no decorrer texto.

Resíduo de moagem: esse termo foi empregado para definir o percentual retido na peneira Mesh 35 (abertura 0,42 mm), referente a 200 gramas de amostra moída, durante o período de 1 minuto, em moinho circulante de martelo. A escolha dessa peneira foi na intenção de obter o pó passante na peneira, que simulasse mais próximo o material utilizado na indústria cerâmica para a fabricação de revestimentos. A separação foi necessária para a conformação dos corpos de prova a serem submetidos aos ensaios cerâmicos.

Relação silte/argila. Para a preparação de lâminas da fração argila (< 4µm), a serem submetidas à difração de raios X, procedeu-se a separação, por decantação em proveta, da fração grossa, que corresponde às partículas com diâmetro efetivo equivalente maior que 4 µm. O material submetido ao ensaio foi pesado antes e depois da separação. Os pesos das frações equivalente aos dois intervalos de granulometria foram comparados pela divisão pura e simples, dos pesos da fração silte pelo peso da fração argila, resultando em frações.

2.2.1. Análise textural

Os resultados obtidos nos ensaios de análise textural, das amostras representativas dos diversos litotipos, foram plotados num diagrama de conteúdo em areia, silte e argila (Fig. 2.2) para sua classificação.

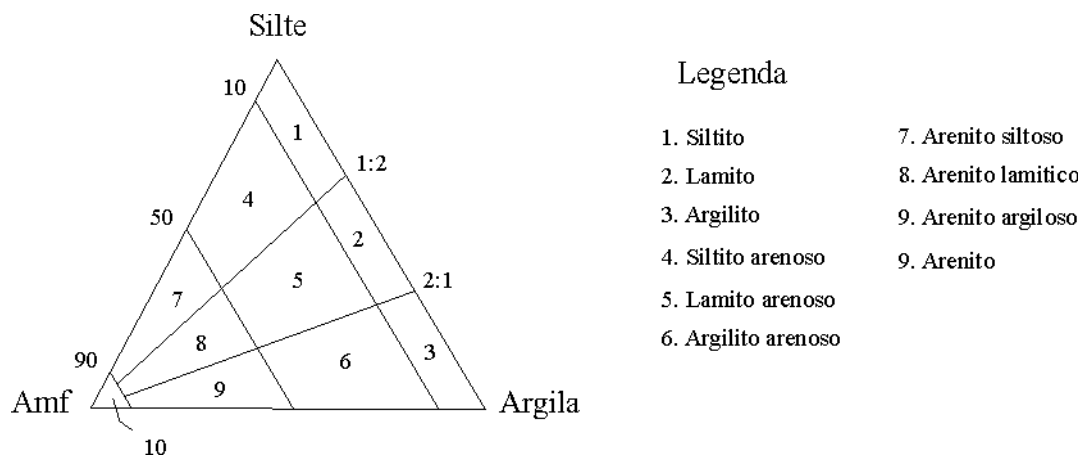


Fig. 2.2: Diagrama de classificação de rochas sedimentares pelíticas segundo conteúdo em areia, silte e argila. Modificado de Tucker (2001). Amf = areia muito fina.

Com base na distribuição dos pontos plotados no diagrama acima, referente ao conjunto de amostras de um mesmo intervalo (horizonte), foi feita a distinção visual de propriedades que refletem a sua maturidade textural, ou mesmo um aumento na proporção de areia, ainda que isso estivesse representado em apenas uma das amostras coletadas dentro do intervalo.

Para rochas constituídas exclusivamente por partículas nas dimensões silte e argila, a separação por decantação permite a quantificação dessas duas frações.

Na separação das frações silte/argila, é condição necessária, que a amostra seja completamente desagregada, trabalho realizado com almofariz e pistilo, após ter sido reduzida em fragmentos menores.

Depois de seco em estufa e pesado, o pó foi despejado em proveta com água deionizada. A água foi, então, trocada diversas vezes, para a retirada de sais dissolvidos, que pudessem promover a floculação de argilominerais, que dessa forma teriam decantado juntamente com a fração silte.

A suspensão resultante foi agitada e deixada em repouso para a decantação da fração silte. A separação é feita pela retirada, após um intervalo de tempo, da água com partículas em suspensão, até uma altura da proveta, que deve ser calculada levando-se em conta a lei de Stokes.

Essa lei estabelece a relação entre o diâmetro específico efetivo da partícula em suspensão e o seu tempo de assentamento, pela fórmula.

$$v = \frac{2}{9} \frac{g a^2 (d_1 - d_2)}{\eta}$$

onde g é a aceleração da gravidade, a é o raio da esfera, d_1 a densidade das partículas e d_2 a densidade do meio (no caso da água deionizada) e η sua viscosidade. Essa lei é válida e se aplica somente no caso de partículas esféricas em meio não turbulento, sob temperatura constante, onde a suspensão está suficientemente diluída de modo a não ocorrer interação entre partículas. Essa a razão porque o ensaio é realizado com pequenas porções de material desagregado (cerca de 5 g).

A observação da fração silte em lâmina de vidro, sob o microscópio, buscou assegurar a completa separação das frações. Agregados de partículas de argilominerais podem sofrer decantação juntamente com as partículas maiores, fato muito comum quando se trabalha com rochas pelíticas (lamitos).

2.2.2. Preparação do material

O desenvolvimento dos trabalhos seguiu uma seqüência de etapas, que fica mais claro no Fluxograma da Fig. 2.3, a seguir.

FLUXOGRAMA

Delimitação de litotipos mapeáveis

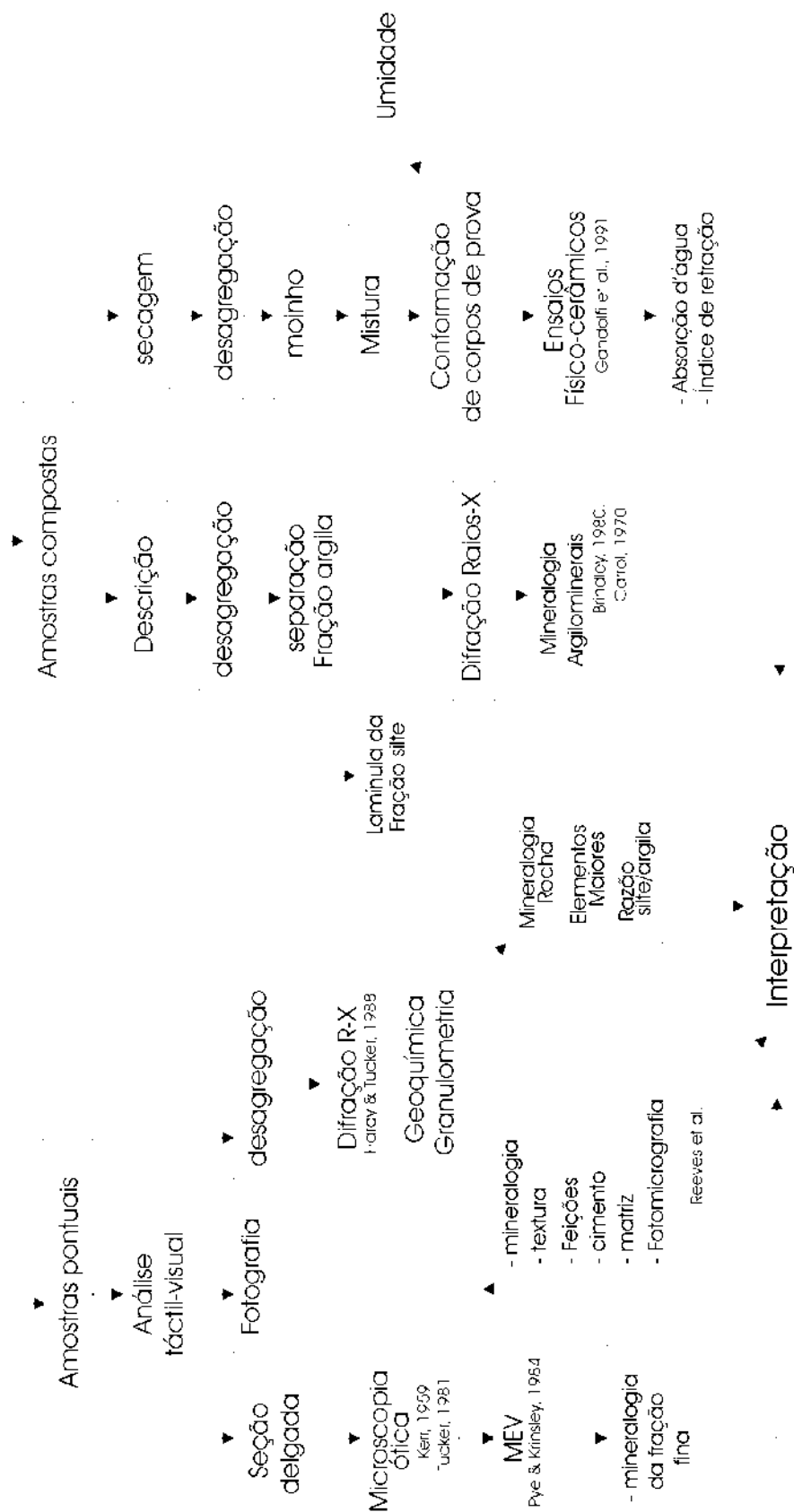


Fig. 2.3: Fluxograma dos trabalhos de caracterização das amostras.

O material coletado foi analisado em diversos tipos de ensaios para determinação de suas características e das possíveis variações nos parâmetros.

Dois grupos principais de amostras seguiram diferentes tratamentos no seu encaminhamento para os ensaios: as amostras pontuais e amostras compostas.

As amostras pontuais foram selecionadas em virtude de suas características e peculiaridades, ora para descrição das estruturas e feições presentes, encontradas apenas naquela amostra, ora pelo interesse na identificação do conteúdo mineralógico daquele intervalo do perfil, enfim, essa categoria significou uma seleção “pontual” do local de coleta e para tanto foi necessária minuciosa descrição de sua localização dentro do contexto da jazida e dos estratos.

As amostras compostas, que se enquadram no segundo grupo, formaram em conjunto, um volume muito maior de material a ser analisado. Para cada horizonte representado no perfil, foram necessárias dez amostras em média, com cinco quilos cada uma, para compor o material a ser submetido aos ensaios físico-cerâmicos. Depois de fragmentadas, quarteadas e moídas, foram misturadas e separadas em sacos plásticos etiquetados. Procurou-se, com isso, representar o material disponível na jazida no tempo de sua extração, em função das diversas camadas, em proporções que simulassem as variações encontradas quanto às suas características

Primeiro as amostras foram fragmentadas para que pudessem passar no moinho circulante de martelos até serem reduzidas a um pó passante em peneira nº35 (Mesh). O excedente da amostra foi reservado para uso futuro, em recipiente que evitam contaminação, devidamente identificadas e referenciadas.

A seguir foram misturadas em proporções ponderadas as amostras que representam o material utilizado pela indústria cerâmica. Essa mistura, depois de umedecida a 8,5% de água, foi utilizada para a conformação de corpos de prova.

Os ensaios físico-cerâmicos foram para obtenção de Absorção de Água (AA), Tensão de Ruptura à Flexão (TRF) e Retração Linear de Queima (RLQ), entre outros, e seguiram o padrão adotado por outros pesquisadores do

Laboratório de Ensaio Cerâmico da Unesp-Rio Claro, da norma ABNT-NBR 13818.

A queima dos corpos de prova foi feita no forno do Laboratório da Associação Brasileira de Cerâmica de Santa Gertrudes, em temperatura de 1050° C.

A preparação de lâminas para a análise difratométrica levou em conta algumas técnicas descritas em Hardy & Tucker (1988).

2.2.3. Análise mineralógica

A análise mineralógica das amostras foi feita através de técnicas de Difração de Raios X (DRX). Dois tipos de amostras foram submetidos à difração: amostra total e fração < 4 µm. No primeiro caso o material foi desagregado até a fração passante na peneira de nº 100 (Mesh) e seco em estufa a 60° C por 24 horas. No segundo, a separação da fração < 4 µm foi feita mediante processo de decantação em proveta, do material desagregado manualmente em almofariz, e misturado em água deionizada. Dessa forma espera-se obter um resíduo rico em argilominerais ao final do processo. São esses minerais que interessam nessa análise.

A composição mineralógica da amostra total de rocha foi determinada com o pó obtido pela desagregação manual de fragmentos da mesma, utilizando-se de almofariz e pistilo. A eficiência desse procedimento com pequenas amostras, caso das porções selecionadas para análise, justifica a escolha da desagregação manual. Muitas vezes, dentro de uma mesma amostra, há três diferentes interlaminações, cujas composições foram analisados independentemente, o que significou a obtenção de frações muito pequenas de material. Esse cuidado foi tomado para não acontecer sobreposição e falseamento das informações nos difratogramas, o que é comum quando dois ou mais tipos de argilominerais estão presentes no material submetido à difratometria.

As interferências dos picos detectados acabam tornando a sua análise mais complexa do que é desejado. Com efeito, conforme se verificou depois, algumas amostras continham diferentes minerais em cada uma das suas porções analisadas.

O equipamento utilizado foi um difratômetro da Siemens D5000, do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da Unesp-Rio Claro, operando com radiação de $\text{Co K}\alpha$, a 35 V e 25 mA, com filtro de Fe e velocidade de goniômetro de $3^\circ(2\theta) \cdot \text{min.}^{-1}$.

A identificação dos argilominerais nos difratogramas segundo o comportamento dos seus picos, nas diferentes condições (natural, glicolada e aquecida), seguiu critérios adotados numa tabela adaptada de Starkey et al. (1984 apud Tucker, 1988). Para os outros minerais, os padrões foram analisados utilizando-se do software EVA (Diffrac-plus).

Além da análise por DRX, alguma informação sobre a composição mineral foi obtida a partir da análise petrográfica, que auxilia os estudos de campo a composição modal é uma delas (Harwood, 1995). A dimensão dos grãos, sua forma, a esfericidade e o arredondamento são aspectos complementares à composição mineralógica das rochas pelíticas, que apenas são visíveis sob microscópio petroográfico. A descrição de lâminas deve conter proporções de arcabouço, matriz e cimento (Fig. 2.4), o que muitas vezes só pode ser feita por microscopia eletrônica de varredura com microanálise por energia dispersiva (MEV-EDS).

Modernamente a pesquisa de rochas sedimentares tem se utilizado da microanálise por energia dispersiva (EDS), na identificação de argilominerais para auxiliar na distinção entre aqueles que apresentam diferenças muito sutis nas suas propriedades óticas, em rochas cujos minerais apresentam dimensões muito pequenas ou diante de dificuldades para obtenção de lâminas de seção delgada.

A análise petrográfica foi realizada em microscópio óptico do Laboratório de Microscopia do DPM-IGCE da Unesp-Rio Claro. As propriedades óticas dos minerais, utilizadas como diagnóstico dos constituintes das lâminas de seção delgada, constam de um sumário em Harwood (1995). Nesse estudo também foram utilizados guias de identificação de minerais de Kerr (1959) e de Carrol (1970). O registro fotográfico das lâminas foi feito com equipamento da Leika DMRX com câmara acoplada digital JVC, modelo TK-1380 e filme T400CN em preto e branco da Kodak. A captura de imagens foi feita com software Leika-Win, no Laboratório de Microscopia do Departamento de

Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (DPM-IGCE) da Unesp-Rio Claro.

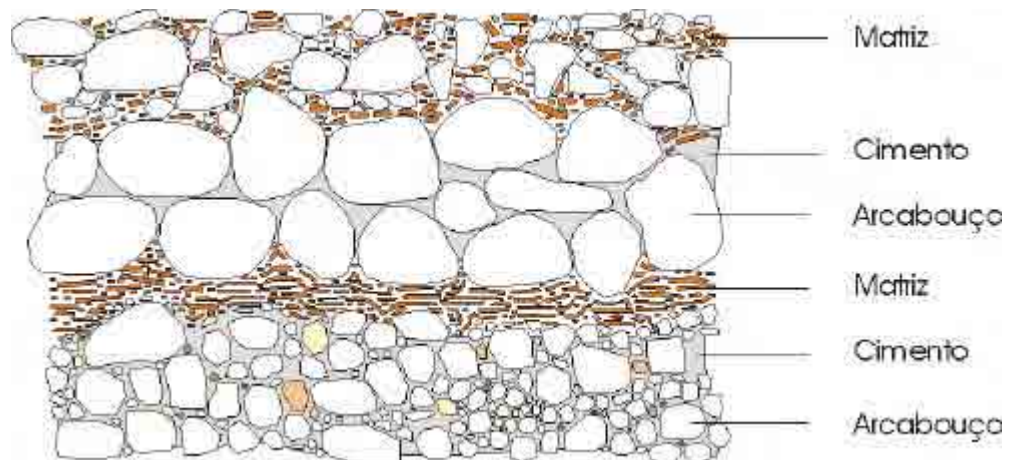


Fig. 2.4: Representação dos componentes das rochas sedimentares, com indicação de sua interação na trama da mesma. Modificado de Wilson (1977 apud Giannini, 2001).

O tratamento estatístico dos dados obtidos durante os trabalhos de pesquisa das reservas minerais foi feito de tal forma que num primeiro instante possam ser testadas regressões entre duas variáveis, mas que se desdobrou em uma Análise de Agrupamento e de Componentes Principais, com as variáveis e parâmetros envolvidos na qualidade cerâmica do material.

2.2.4. Microscopia eletrônica de varredura

O MEV é utilizado para o exame de grãos individuais e da relação entre eles quando aplicado o modo por feixe de elétrons livres (SE), que fornece a superfície do mineral em suas características morfológicas, a topografia da superfície, suas faces e planos de clivagem. Quando se aplica o modo por feixe de elétrons retroespalhados (BSE), se obtêm a composição química daquela superfície, as diferenças nos seus componentes vão determinar respostas diferentes na imagem. Uma composição muito diferente entre dois minerais vai se acentuar com o aumento na voltagem do equipamento, pois a sua estrutura cristalina vai ser lida em profundidade.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A Formação Corumbataí é uma unidade estratigráfica constituída por rochas argilosas que tem sua origem associada ao final do período Permiano; na borda nordeste da Bacia do Paraná, juntamente com a Formação Iratí, sotoposta, compõem o Grupo Passa Dois.

Os depósitos de rochas sedimentares argilosas são muito complexos devido à sobreposição de processos sedimentares e diagenéticos, que transformam os sedimentos originais até a sua efetiva consolidação. A susceptibilidade às transformações mineralógicas que ocorrem durante a diagênese (litificação) aumenta com o teor em argilominerais e feldspatos, muito reativos e que são comuns em rochas dessa natureza.

A descrição de depósitos formados por rochas argilosas requer estudos de laboratório e ensaios de caracterização, pois as dimensões das suas partículas são muito menores do que aquelas presentes em arenitos. Uma grande variedade de técnicas é utilizada, que incluem difração de raios X para identificação dos minerais de argila, microanálise por EDS para separação dos tipos de feldspato, microscopia eletrônica de varredura para estudos das suas características texturais, mineralógicas e/ou granulométricas. Esses tipos de análise são escolhidos em função do objetivo do estudo.

Em rochas utilizadas na indústria cerâmica de revestimentos interessam principalmente parâmetros texturais, que facilitem a sua desagregação para otimização do processo de prensagem, quando ocorre o empacotamento da massa moída. Parâmetros químicos também são importantes (teor em alumina e cátions), pois condicionam a plasticidade da massa e a resistência das peças. Processos patológicos na indústria podem ser atenuados pelo emprego de matéria-prima selecionada através de estudos geológicos.

Neste capítulo são abordadas algumas questões de geologia que foram consideradas relevantes na compreensão dos depósitos argilosos, tais como: parâmetros utilizados na sua classificação, os ambientes de sedimentação em que se formam, as reações que ocorrem com os minerais durante a consolidação dos depósitos e os aspectos que direcionam as pesquisas dessas rochas.

Com relação à cerâmica foram enfocadas questões referentes ao método de extração, aos processos industriais de beneficiamento da matéria-prima e aos parâmetros mais importantes na classificação do material segundo suas propriedades físicas.

3.1. Rochas sedimentares

As rochas sedimentares são formadas com partículas trazidas até o ambiente deposicional por diferentes agentes de transporte (água, vento ou gelo), pela precipitação química de sais, ou através de ação biogênica, caso das acumulações algálicas de carbonatos. Com base nisso são divididas em dois grandes grupos, de acordo com a natureza do sedimento: quando este é formado por material transportado mecanicamente são classificadas como terrígenas; quando são o resultado da precipitação química ou biológica de sais formam as rochas genericamente designadas carbonáticas. Gianinni & Riccomini (2001) enfatizam que as naturezas da sedimentação terrígena e carbonática são muito diferentes entre si, mas as misturas entre os dois tipos são comuns: constituem as seqüências mistas siliciclásticas carbonatadas.

Os critérios mais freqüentemente utilizados na classificação das rochas terrígenas estão relacionados às feições sedimentares, que se referem às estruturas sedimentares observáveis na escala mesoscópica, e aos seus atributos texturais (microescala).

A dinâmica dos sistemas deposicionais controla as características finais das rochas terrígenas, em escala de afloramento; a geometria dos corpos, as estruturas presentes nas camadas e a distribuição espacial destas são o resultado dos processos atuantes ao tempo da sedimentação.

Quanto às características intrínsecas, que são observadas em microescala, o tamanho dos grãos e/ou das partículas constituintes da rocha é a propriedade que primeiro diferencia os tipos de rocha terrígena quanto à sua nomenclatura.

A composição mineralógica da rocha constitui-se num importante elemento de identificação dos fatores geoquímicos atuantes durante a sedimentação e reflete fenômenos relacionados ao clima, à distância e a composição da rocha-fonte entre outros. A granulometria decorre

principalmente dos processos sedimentares, mas também é influenciada por transformações pós-deposicionais.

Esses processos, relacionados a litificação dos sedimentos, são controlados pela percolação dos fluidos durante a diagênese, que depende da permeabilidade herdada dos sedimentos.

De acordo com Paim et al. (2004), a composição dos fluidos intersticiais é produto de reações entre os fluidos originais presentes no ambiente deposicional e os constituintes minerais do sedimento, que evoluem nos estágios posteriores da diagênese. A evolução geoquímica dos fluidos depende de sua mobilidade no interior dos intervalos litológicos e está, portanto, relacionada às características de origem sedimentar, ou seja, depende da geometria dos corpos e das estruturas sedimentares associadas.

Utilizando-se o critério textural quando predominam seixos, areias ou argilas (finos) as rochas são designadas respectivamente pelos seguintes nomes: **rudito**, **arenito** e **lutito**, nomes de origem latina. Os termos correspondentes, do grego, para esses tipos de rocha são: **psefito**, **psamito** e **pelito**. As misturas recebem nomes compostos: arenito lutáceo, pelito arenoso, ou mesmo arenito argiloso.

Outro critério textural se refere à proporção de finos (matriz), que tem um significado genético, indicativo do processo envolvido na deposição do sedimento, e da energia do meio. A ausência de matriz, em rochas formadas em ambiente marinho, sugere seleção dos sedimentos por correntes ou movimentos oscilatórios (ondas), responsáveis pela manutenção das partículas finas em suspensão. Acima de um determinado nível de energia do meio de transporte, as argilas não se incorporam ao sedimento durante a sua deposição. A infiltração mecânica de argilas pode ocorrer, no entanto, durante o soterramento, a partir de sedimentos finos sobrepostos, formando a matriz diagenética.

Rochas com predomínio de matriz resultam de sedimentos formados pela decantação dos finos em águas relativamente calmas. A estrutura interna, o arranjo das partículas nessas rochas vai ser sustentado pela matriz, as partículas de areia praticamente não se tocam. Nos tipos bem selecionados o arranjo é sustentado pelo arcabouço, formado por grãos detríticos de minerais como quartzo, feldspato, micas e acessórios.

Paim et al. (2003) apontam que em rochas terrígenas, a composição do arcabouço é produto da interação entre rochas-fonte, clima, transporte (agente, tipo e distância) e condições de deposição.

A designação dos tipos de rocha que apresentam elevado teor de matriz é **lamito**, que originalmente formou-se pela deposição de lama, um sedimento contendo misturas. A terminologia, tradução literal dos autores de língua inglesa (*mudstone*) refere-se às rochas “finas” de aspecto maciço, que diferem do **folhelho** (*shale*) pela estrutura sedimentar resultante da compactação que estes assumem, conhecida por fissilidade.

A designação genérica das rochas sedimentares terrígenas constituídas essencialmente por partículas de pequena dimensão (abaixo de areia muito fina) adotada pelos autores de língua portuguesa no Brasil é **pelito**. Tradicionalmente utiliza-se pacote de rochas pelíticas para se referir às litologias com predomínio de finos. Essa palavra se estende às rochas metamórficas, o que não ocorre com lamito, utilizada exclusivamente às rochas sedimentares.

Na realidade pelito foi o termo utilizado por Tyrrel (1921) para se referir ao derivativo metamórfico do lutito; Em Jackson (1997) pelito é descrita como a rocha que resulta do metamorfismo de siltitos ou lamitos, de acordo com essa terminologia, que vem sendo empregado para rochas siliciclásticas finas de maneira geral.

Nesse contexto, também existem rochas constituídas predominantemente por material na dimensão silte: os siltitos são formados por grãos tão pequenos que não se podem vê-los, mesmo com auxílio de lupa; a sua identificação em campo é feita empregando-se uma lâmina de metal, que ao esfregar-se com o pó da rocha revela um leve polimento. Siltitos normalmente são constituídos de quartzo e feldspato, com pequenas quantidades de outros minerais.

Siltitos, ao contrário dos folhelhos, normalmente apresentam algum mineral autigênico que serve de cimento, agregando as partículas; nesta rocha também é comum a presença de estratificação micro-cruzada e de estruturas de fluxo entre os estratos (Folk, 1954).

3.1.1. Lamitos

Quando são constituídas por sedimentos terrígenos de pequenas dimensões, com predomínio da matriz, as rochas sedimentares formam um conjunto designado de lamitos (*mudstones*). Potter et al. (1980) referem-se a estes como os tipos mais abundantes entre as rochas sedimentares, contendo principalmente quartzo na fração silte.

Na realidade essas rochas contêm misturas de partículas nas frações areia, silte e argila. Segundo Picardi (1971) as lamas modernas contêm aproximadamente 15% de areia, 45% de silte e 40% de argila. “Os lamitos normalmente são cimentados por algum mineral ou têm a sua coesão devida à recristalização dos componentes argilosos da matriz” (Pettijohn, 1957).

Em Jackson (1997) lamito encontra-se definido como um termo genérico que inclui vários tipos de rochas (siltitos, folhelhos, argilitos) e que deve ser empregado somente quando não se conhece a quantidade de silte e argila contida, ou quando se deseja caracterizar um grande grupo de rochas sedimentares de granulação fina, distinto de arenitos, conglomerados e calcários.

Os critérios de classificação das rochas sedimentares terrígenas são decorrentes, em grande parte, da sua granulometria, mas dependem também de outros elementos; as estruturas presentes, o arranjo das partículas ou a proporção entre os seus componentes vão definir nomes compostos, associados ao critério granulométrico, como em **silito laminado**, onde a predominância de silte na rocha define seu nome, e a sua estrutura laminada se destaca. Em alguns casos o nome traz o mineral formador do cimento que prevalece na rocha, daí nomes como **arenito carbonático**.

Além das feições texturais decorrentes da granulometria dos lamitos, uma outra característica que pode ser descrita em campo é a sua coloração; quase sempre a cor da rocha está relacionada à presença de óxidos que compõem o cimento da rocha. A cor vermelha reflete condições de deposição em ambiente oxidante que resulta em cimento ferruginoso formado por hematita. A cor, no entanto, pode ser de origem diagenética mesmo em rochas muito impermeáveis.

A cor verde, segundo Blatt et al. (1980), é causada pela ausência de hematita e reflete o matiz naturalmente esverdeado da illita, que é o argilomineral mais abundante nessas rochas. O verde pode originar-se, portanto, a partir da redução da hematita pela percolação de soluções, normalmente associadas às camadas mais porosas ou adjacentes a falhas e fraturas. Nesses casos o verde vem do ferro em seu estado ferroso, incorporado na estrutura da illita ou mesmo da clorita.

Durante a evolução diagenética dos sedimentos até a efetiva consolidação da rocha, os processos de dissolução e de precipitação são responsáveis pelo fechamento da porosidade primária, por meio da precipitação de constituintes autigênicos (cimentos) ou pela abertura da porosidade secundária, quando ocorrem processos de dissolução. De acordo com Paim et al. (2003), quando prevalecem processos de precipitação, o mineral formador do cimento é indicador seguro da composição química dos fluidos mineralizantes que refletem as condições geoquímicas no momento da precipitação.

A classificação de rochas lamíticas proposta por Twenhofel (1937) e utilizada por Pettijohn (1975) apóia-se na análise de duas variáveis: o seu estado de consolidação e o conteúdo relativo de silte e argila. Füchtbauer & Muller (1970 apud Pettijohn, 1975) utilizaram o estado de consolidação e a quantidade relativa silte/minerais de argila na sua classificação de lamitos.

As associações de tipos litológicos que se formam nos pacotes de lamitos são muito variáveis em função da disponibilidade de material, das características do meio de transporte, do ambiente deposicional, mas os tipos mais comuns são siltitos e argilitos, arenosos ou não.

Blatt et al. (1980) reuniram alguns critérios de campo para diferenciar os tipos de rochas de granulação fina, segundo suas características táctil-visuais que refletem a proporção silte/argila, e que foram agrupados no quadro da Figura 3.1 a seguir.

O registro geológico de lamitos é especialmente rico em tipos que contém cimento ferruginoso; a associação de ferro às argilas transportadas em suspensão aparentemente é regra nesses tipos de depósito. Disso decorre a coloração avermelhada que assumem esses depósitos, diferentemente dos folhelhos, que via de regra são escuros (cinza ou preto).

Fig. 3.1: Estimativa dos componentes de rochas “finas” segundo critérios propostos por Blatt et al. (1980) para identificação em campo.

Relação silte/argila	Crítérios de campo	Rocha foliada	Rocha maciça
> 2/3 silte	Silte visível na lupa	Folhelho siltoso	Siltito
1/3 – 2/3 silte	Áspero nos dentes	Folhelho lamoso	Lamito
> 2/3 argila	Liso nos dentes	Folhelho argiloso	Argilito

A descrição de lamitos em campo depende de alguns testes simples: o reconhecimento do predomínio da fração argila é feito adicionando-se água a um pequeno fragmento da rocha, desagregado na palma da mão. A predominância de fração argila entre os componentes resulta numa massa coesa e modelável, plástica, suave ao tato. Quando se trata de silte verifica-se a sua presença pela sensação provocada nos dentes ao se morder um pequeno pedaço da rocha. A lupa de bolso e o ácido clorídrico fazem parte desse trabalho descritivo.

A classificação descritiva é uma maneira de se evitar nomes genéticos, que muitas vezes são aplicados sem a devida consistência. Com o detalhamento da análise mineralógica e textural da rocha, no entanto, a sua origem acaba se revelando, pelo menos no que se refere aos processos sedimentares e diagenéticos.

3.2. Origem dos lamitos

A análise de rochas sedimentares é feita preliminarmente pela sua descrição em afloramentos ou testemunhos de sondagem, de amostras e de pequenas porções destas em microscópio ótico. Seguem-se ensaios de laboratório já descritos anteriormente, entre os quais destacam-se aqueles de caracterização dos elementos químicos constituintes (óxidos), ensaios granulométricos e físicos. A interpretação dos resultados permite deduções acerca da origem da rocha, que pode facilitar a prospecção e a pesquisa dos depósitos minerais associados.

O trabalho descritivo objetivando questões como o seu teor em cimento, pode resultar da interpretação dos processos que propiciaram a sua

cimentação. Essa é uma tarefa que requer um componente significativo de conhecimento tácito. A interpretação das feições presentes na rocha é feita utilizando raciocínio baseado em imagens. Os resultados obtidos podem ser aplicados em outras áreas de conhecimento, ou mesmo nos diferentes domínios da geologia. A descrição minuciosa das feições da rocha é feita, portanto, no sentido de se determinar, a partir da análise de uma pequena porção, as propriedades que são comuns ao depósito mineral como um todo.

A qualidade dos lamitos como matéria-prima industrial depende da continuidade espacial de suas propriedades, da homogeneidade de suas características em volumes consideráveis de rocha, que representem grandes reservas. Na avaliação dessas reservas deve-se partir do reconhecimento de sua composição mineralógica pontual e das suas variações locais, representadas por heterogeneidades em escala meso e microscópica, através do qual é possível definir qual a área de influência de uma amostra.

Entre os processos que atuam na formação das rochas sedimentares temos a interação entre a rocha-fonte e o intemperismo, condicionada pelo clima, sua erosão, mecanismos de transporte (agentes, tipo e distância) e as condições de deposição, conforme apontados por Paim et al. (2003). Todos esses fatores interferem significativamente nas características do sedimento, deixando marcas de sua influência. Muitas vezes essas marcas estão representadas pela seleção das partículas componentes, por feições visíveis em lâmina de seção delgada, ou ainda na composição mineralógica da matriz submicroscópica, reconhecível apenas por raios X.

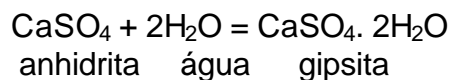
A origem dos sedimentos siliciclásticos e os processos envolvidos nas diversas etapas pelas quais passam até sua deposição na bacia sedimentar são descritos a seguir, de maneira sucinta, para fundamentar a análise feita ao final com base nas características dos diversos litotipos que foram observados na área de estudo. O ciclo sedimentar completo é composto por: intemperismo, erosão, transporte, deposição e litificação.

3.2.1. Intemperismo

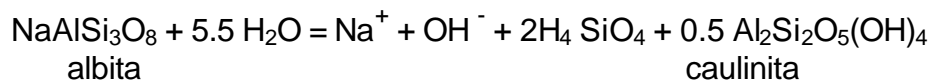
A interação das rochas da superfície da Terra com a atmosfera, a biosfera e a hidrosfera constitui o intemperismo, que pode ser físico,

responsável pela sua desagregação, ou químico, que promove sua decomposição.

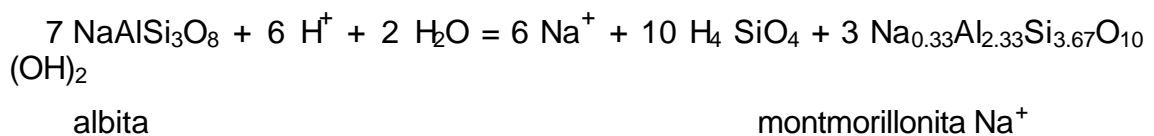
O intemperismo químico libera das rochas, primeiramente seus componentes mais solúveis (cálcio, sódio, magnésio e potássio), que são carregados em solução pelas águas. Os produtos insolúveis do intemperismo são carregados de diferentes formas. Entre os principais processos atuantes durante o intemperismo estão a hidratação, a dissolução e a hidrólise, acompanhadas pela oxidação. A hidratação ocorre pela incorporação, na estrutura do mineral, de moléculas de água, atraídas pelas cargas de superfície dos grãos, transformando-os em outros minerais. Como exemplo de hidratação temos a transformação de anhidrita em gipso que se dá pela seguinte reação:



Outra reação comum nos processos de intemperismo químico é a transformação de feldspato sódico em caulinita, por hidratação e dissolução dos componentes mais solúveis, conforme a reação abaixo:



Essa transformação não implica apenas em hidratação, mas na liberação de sódio e sílica em solução. O mesmo feldspato pode formar esmectita sódica através da dissolução incongruente:



A maturidade de um sedimento terrígeno reflete muito o intemperismo atuante na área fonte. Em climas áridos a desagregação das rochas se dá com intemperismo químico limitado. Como resultado dessa condição os sedimentos originados em regiões de clima árido são compostos por minerais que sofreram pouca ou nenhuma alteração química. Para sedimentos finos utilizam-se parâmetros de classificação de sua maturidade textural, que variam em função

da intensidade da alteração a que estiveram sujeitos na área fonte. O índice químico de alteração (IQA) adotado por Nesbitt & Young (1982) é um indicador das mudanças sofridas pelo sedimento durante o intemperismo, entre eles a conversão de feldspato em minerais de argila, expresso pela equação:

$$\text{IQA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$$

* exceto o cálcio presente em carbonatos

Normalmente o IQA é utilizado para caracterizar e diferenciar lamitos em função do grau de alteração das rochas na área fonte. Diferentes áreas de proveniência também apresentam diferentes índices.

Estudo realizado por Visser & Young (1990) indica que a média de valores de IQA para rochas argilosas fica na faixa entre 70 e 75; valores abaixo desta média indicam terrenos pouco intemperizados na área fonte, enquanto valores acima desta sugerem que a área esteve sujeita a intemperismo químico muito intenso. Uma medida adicional para complementar a caracterização do sedimento pelo IQA é a granulometria. Rochas grosseiras contém maiores teores de feldspato em relação aos minerais de argila e conseqüentemente menor IQA, embora haja controvérsias quanto a essa questão.

A maturidade do sedimento, a medida do grau de seleção e classificação dos componentes de um sedimento terrígeno (clástico), depende tanto do intemperismo atuante nas áreas fontes quanto do estado de peneplanização do relevo das áreas emersas. Terras arrasadas por longos períodos de erosão, sem rejuvenescimento proporcionado por tectônica de soerguimento, vão fornecer sedimentos compostos por minerais já alterados, com elevada maturidade mineralógica.

O intemperismo físico atua pela separação dos grãos da rocha original, através de forças que dependem principalmente das variações de temperatura; cada mineral apresenta coeficiente próprio de dilatação térmica que vai reagir descontinuamente às oscilações térmicas.

3.2.2. Erosão

A erosão é o processo geológico de desgaste da superfície terrestre. As rochas e o solo, os sedimentos pré-existentes, são todos retirados pela ação dos agentes erosivos; a água da chuva, dos rios, o gelo, as correntes e marés nos oceanos, as ondas nos costões rochosos, vão entalhar a superfície.

A ação da gravidade é fundamental na distribuição ou redistribuição dos materiais retirados pela erosão, que serão depositados em função do nível de base da erosão. A linha de costa representa o nível de base global e é uma das feições mais dinâmicas do planeta, que sofre mudanças em função de processos de soerguimento ou subsidência do substrato ou de oscilações no nível do mar (flutuações eustáticas).

3.2.3. Transporte

Os produtos solúveis do intemperismo são levados em solução pelas águas até o seu destino final, em mares, oceanos ou lagos. A parte insolúvel é transportada mecanicamente.

O transporte mecânico dos grãos pode ser dividido em função das interações entre as partículas e o fluido, que resultam em suspensão, tração, saltação, arrasto e rolamento. No caso de partículas finas como areia e silte, predominam tração e suspensão em meio líquido e saltação em processos eólicos.

A suspensão segundo Giannini & Riccomini (2001) depende de três condições físicas: turbulência, baixa densidade ou comportamento coloidal. Cada um desses processos de transporte vai deixar sua marca, que pode ser interpretada como evidência do predomínio de um ou de outro desses processos de transporte.

Sob ação da água as partículas mais finas são levadas em suspensão; em se tratando de ferro é muito comum ser transportado sob a forma de hidróxidos em uma suspensão coloidal. Como o ferro, as argilas também formam suspensões coloidais, constituídas por partículas que de tão pequenas não se sedimentam pela ação da gravidade.

O vento também pode transportar esses produtos insolúveis do intemperismo em suspensão. O vento é capaz de erguer e transportar até

partículas na dimensão silte, raramente areia muito fina durante tempestades, sendo o agente que melhor seleciona os sedimentos durante o transporte.

A ação da água na separação de diferentes classes de partículas vai depender da energia cinética envolvida; a velocidade da corrente determina o volume de material e o tamanho das partículas. A dimensão das partículas detríticas em um sedimento está principalmente relacionada ao suprimento disponível na área fonte e à quantidade de energia do meio de transporte.

A velocidade do fluxo de um rio depende essencialmente do declive, i.e. da morfologia da encosta que percorre. Em peneplanos, a ação da água no carreamento de sedimentos mais grossos vai ser pouco eficiente. A maturidade do sedimento, a medida do grau de seleção e classificação dos componentes de um sedimento terrígeno (clástico), depende tanto do estado de peneplanização do relevo das áreas emersas quanto do intemperismo ali atuante.

A interação dos fatores geomorfológicos e climáticos ainda tem que ser pensada em função da composição original das rochas na área fonte. A erosão de sedimentos previamente bem selecionados pode ser erroneamente interpretada como influência dos outros dois fatores. O retrabalhamento dos sedimentos, no entanto, costuma acontecer no sítio deposicional final. A deposição é o quarto elemento do ciclo sedimentar.

3.2.4. Deposição

Depósitos de materiais argilosos acontecem em situações onde a água que transporta o sedimento deixa de correr, como nos lagos ou planícies de inundação dos rios, e nos estuários, lagunas, baías e planície de maré, no ambiente marinho. As planícies abissais normalmente apresentam apenas depósitos de material muito fino, argilosos, sem as misturas comuns nos lamitos.

Os minerais argilosos se mantêm em suspensão na água doce, na forma de colóides, mas quando chegam ao mar reagem de forma mais efetiva com os sais ali contidos, formando partículas maiores, num processo conhecido por floculação, e dessa forma decantam, muitas vezes tão rápido que nem chegam a formar estruturas sedimentares.

Em ambiente marinho ocorre a dispersão do material proveniente dos rios; em períodos de agitação ou turbulência induzidas pela ondulação das águas ou por correntes de fundo, os depósitos são retrabalhados. A fração fina (lama) desses depósitos pode sofrer ressuspensão, em função de turbulência nas águas em área de plataforma, e toda essa dinâmica vai depender da morfologia do substrato. Esses fenômenos de retrabalhamento dos sedimentos vão imprimir feições e estruturas que correspondem a diferentes fenômenos cíclicos.

3.2.5. Litificação

No decorrer do tempo novas camadas de sedimentos são acumuladas sobre as mais antigas, formando espessos pacotes de sedimentos, que podem atingir até milhares de metros, principalmente em bacias onde ocorrem elevadas taxas de subsidência. Sob o efeito do peso das novas camadas, a água é expulsa e os sedimentos mais antigos vão se compactar até formarem rochas sedimentares. Dessa forma os sedimentos tornam-se consolidados sob ação da compactação, quase sempre acompanhada da cimentação.

Estruturas de deformação sindeposicional estão, normalmente associadas a ambientes de elevada taxa de deposição. Della Fávera (2001) assinala que em função da grande carga que se acumula rapidamente, os sedimentos tendem a se instabilizar, o que gera uma variedade de estruturas desse tipo, como por exemplo, laminação convoluta e estruturas de fluidização.

O soterramento não é, no entanto, a única forma de litificação dos sedimentos. A cimentação dos sedimentos também é responsável pela consolidação de grande parte das rochas sedimentares. Nas palavras de Suguio (2003) a cimentação é "... o processo diagenético de maior importância na consolidação de um sedimento e tem como causas principais a precipitação de íons saturados, contidos nas soluções conatas, a precipitação por dissolução de cimento pré-existente resultante da pressão de soterramento, ou mesmo a cimentação que ocorre imediatamente após a deposição."

O cimento é constituído por cristais que crescem entre os grãos, preenchendo os espaços da porosidade inicial e unindo-os fortemente. Os quatro principais tipos de cimento são:

Cimento silicoso – formado por sílica tanto na forma de quartzo como nas suas formas criptocristalinas (chert, calcedônia); rochas ricas em cimento silicoso são muito resistentes e difíceis de se fragmentar ou de se cortarem;

Cimento calcítico – formado por carbonatos, normalmente calcita, pode ser confundido por cimento silicoso, do qual se distingue pela reação com ácido clorídrico. As rochas cimentadas por calcita são facilmente desagregadas ao golpe do martelo;

Cimento ferruginoso – formado por óxidos de ferro, que se reflete em cores que variam entre o marrom, o vermelho e o amarelo;

Cimento argiloso – as argilas podem se precipitar nos espaços porosos ou mesmo junto com os sedimentos durante a deposição, o que torna extremamente difícil definir se uma argila é deposicional ou se formou posteriormente como cimento diagenético; Bailey et al. (1962) e Grathoff & Moore (2002) reconheceram misturas de argilas (illita) de origem detrítica e diagenética formadoras de rochas paleozóicas.

A diagênese é um assunto que envolve uma série de outros processos além da cimentação e será abordado em outro item com maiores detalhes.

3.3. Ambientes de sedimentação de lamitos

Os maiores depósitos de rochas argilosas encontram-se em pacotes de sedimentos siliciclásticos que se formaram em ambiente marinho, onde a quietude das águas mais a salinidade são favoráveis à decantação das argilas, que são transportadas em solução ou suspensão pelas águas dos rios. Por esse motivo o ambiente marinho foi focado em seus diferentes subambientes.

A conceituação de ambiente de sedimentação marinho normalmente importa na utilização de terminologia comum a outras ciências, ou mesmo de termos técnicos de navegação náutica. Em Christofolletti (1980), no capítulo referente à geomorfologia litorânea, o autor emprega conceitos como estirâncio (estirão), preamar, sotamar, na descrição da fisiografia costeira. Essas designações são empregadas na descrição dos locais próximos às desembocaduras de rios, sob a ação de processos marinhos como correntes,

ondas, que selecionam e dispersam sedimentos no mar. Para subambientes de baixas profundidades emprega-se o termo baixio, que corresponde aos bancos de areia ou recifes de corais.

Entre os subambientes costeiros encontra-se na literatura a expressão antepraia que corresponde à parte situada entre o limite superior da preamar e a linha de baixa-mar ordinária, isto é, parte anterior da praia que normalmente sofre a ação das marés e os efeitos do espraiamento das ondas após a arrebentação. Os geomorfólogos brasileiros referem-se a esta porção da praia como **estirão** ou **estirâncio**. A paleogeografia dos subambientes de deposição das seqüências siliciclásticas lamosas encontra-se bem definida para outras bacias, onde a presença de microfósseis permitiu inclusive o seu zoneamento. A geometria dos corpos também é importante na definição dos subambientes.

A estratigrafia utiliza-se de ambientes atuais, para descrever e interpretar as condições de deposição dos sedimentos; as bacias sedimentares paleozóicas, no entanto, apresentavam características muito particulares, que as diferenciam, sob diversos aspectos, das bacias atuais. Para Suguio (2003) o modelo de sedimentação para bacias antigas, em épocas de quietude tectônica, é de plataformas continentais subhorizontais, com gradientes inferiores a 1:1.000, que seriam, segundo o autor, condicionadas pelo nível relativo do mar e pelo nível de base das ondas.

A interposição de camadas argilosas nesse contexto corresponde aos subambientes típicos dessa associação de fácies, tipo lagunas e bancos de lama, em condições que favorecem a decantação de finos, de menor energia do meio. A presença de camadas mais espessas de sedimentos argilosos, intercalados numa seqüência de sedimentos proximais (costeiros) pode representar transgressões. A dispersão de sedimentos finos por correntes marinhas em estirões é responsável pela acumulação de espessos pacotes de lama ao longo da plataforma interna.

Considerando-se uma plataforma de águas rasas e baixios ao longo de toda a costa, recortada por baías, então nessas condições, os depósitos de lama são muito semelhantes entre si; a designação mais comum encontrada na literatura para esses depósitos é de fácies lamíticas.

As fácies lamíticas são muito abundantes nas seqüências siliciclásticas de mares epicontinentais, representadas por depósitos tabulares que cobriam

extensas áreas de plataforma. Áreas planas de plataforma externa, sob a influência de vários sistemas de dispersão, deixaram preservados lamitos de águas rasas, em que a laminação em escala milimétrica e estruturas de retrabalhamento representam as feições mais comuns. Johnson & Baldwin (1996) mencionam a ação de ondas de tempestades como o principal agente geológico de dispersão de sedimentos formadores de rochas, do registro sedimentar do paleozóico.

Estudos mais recentes de seqüências dominadas por lamitos marinhos de águas rasas fazem referência a eventos cíclicos de anoxia na interface sedimento-água, que registram essa ciclicidade (Johnson & Baldwin, 1996). A estratificação do corpo d'água com relação ao potencial de oxi-redução favorece a formação de laminação quando sob condições anaeróbicas, ou bioturbação quando oxidante.

Um outro mecanismo deposicional é capaz de gerar fácies com diferentes teores de carbonato; em função da profundidade das águas o cálcio disponível na água do mar pode reagir com o CO₂ e precipitar calcita. O CO₂ diminui com a profundidade no corpo d'água, daí a associação de cimento carbonático com sedimentos de águas rasas. Após a deposição dos sedimentos começam a atuar processos de transformação que vão registrar novas feições e estruturas nas rochas, assunto abordado no ítem 2.4, a seguir.

3.4. Diagênese

O termo **diagênese** foi utilizado pela primeira vez por Von Gümbel (1868) mas sua aceitação só veio com Walther (1894), que a definiu como o conjunto de todos os processos responsáveis pela litificação do sedimento.

A diagênese pode ser definida como todos os processos, sejam eles físicos, químicos e/ou biológicos, que transformam a composição mineral dos sedimentos e o arranjo entre as partículas, desde a sua deposição até a sua completa litificação, principalmente devido ao desequilíbrio químico entre as soluções conatas e os sedimentos. Tais processos podem ser controlados pela pressão, temperatura, assembléia mineralógica original e pela química das águas de formação.

Para Fairbridge (1967), os limites superiores de temperatura e pressão que delimitam os processos diagenéticos seriam de 300°C e 1.000 bars, acima

do que tem início o metamorfismo. O metamorfismo produz assembléias minerais em equilíbrio: a diagênese pode preservar assembléias em desequilíbrio (Cas, 2000).

Choquete & Pray (1970), usando como critério a profundidade de soterramento, propuseram uma divisão da diagênese, que aconteceria em três fases principais: a **eodiagênese** onde os processos são influenciados pelas águas intersticiais, na interface sedimento-água, controlada grandemente pelas águas superficiais; **mesodiagênese**, que representa o regime de subsuperfície, onde o soterramento isola as águas intersticiais da influência das águas superficiais e a pressão e a temperatura passam a controlar as transformações; e **telodiagênese** onde atuam processos de superfície sobre sedimentos que passaram pela mesodiagênese.

Durante a eodiagênese, na interface água-sedimento, em processo conhecido por halmirólise, ocorrem substituições isomórficas e transformações de uma argila em outra. Mackenzie & Garrels (apud Díaz, 2004) apontam para o fato que consideram mais importante nesses casos, em que ocorrem transformações de aluminossilicatos amorfos (produto de intemperismo) em argilas cristalinas.

Fairbridge (1967) destaca os parâmetros geoquímicos e geofísicos que controlam as principais transformações diagenéticas: entre os primeiros estariam o pH, o eH e a adsorção iônica, e entre os parâmetros físicos a pressão e a temperatura.

As condições de oxidação ou de redução do meio em que se processam as primeiras reações com o sedimentam determinam, por exemplo, a preservação da matéria orgânica junto aos folhelhos pelágicos. O conteúdo em matéria orgânica, por sua vez, reflete na cor de rochas sedimentares argilosas, uma das feições utilizadas em trabalhos de campo na distinção entre diferentes folhelhos.

O estado de oxidação do ferro também depende de condições de eH do meio. Cores vermelhas resultam da presença de hematita, em que o ferro se encontra no estado férrico associado às argilas. Geralmente se acredita que a cor vermelha se desenvolve após a deposição, por um processo de transformação de um óxido hidratado precursor (Tucker, 2001).

Inicialmente ocorre uma interação muito grande com o ambiente de deposição, em condições que podem ser oxidantes ou redutoras, e que conduzem à litificação precoce do sedimento, designada **sindiagênese** por Bissel (1959). Para o autor os limites dessa fase da diagênese seriam entre 0-100 m de sedimentos superpostos. A seguir, viria a **anadiagênese**, quando ocorre a compactação e conseqüentemente a desidratação dos sedimentos; a seguir, durante o soterramento profundo, entre 1.000 e 10.000 metros, sob temperaturas na faixa de 100° a 200°C, ocorre intensa migração das águas conata e outros fluidos (salmoura quente) que propiciam a autigênese de minerais. A **epidiagênese** é o último estágio diagenético, já sob a influência de processos superficiais, segundo modelo proposto por Fairbridge (1967), que para Bissel (1959), corresponderia ao intemperismo, e não mais à diagênese.

Nas argilas a porosidade varia de 60-85% nos estágios iniciais, para valores da ordem de 35-45% ao final da diagênese (Müller, 1967). Essa variação também é função da composição mineralógica das argilas, que retém quantidades relativamente altas de água na sua estrutura cristalina quando se trata dos tipos 2:1 (esmectitas e cloritas) e da química das soluções intersticiais.

Um dos primeiros processos diagenéticos envolve o consumo de oxigênio livre por organismos, que dá início à redução dos hidróxidos de Fe^{3+} , Mn^{4+} , e dos sulfatos. Em sedimentos pelíticos, a livre circulação dos fluidos intersticiais limita-se aos estágios iniciais da diagênese, em função das restrições que adquirem após a compactação, quando se tornam impermeáveis. A migração de substâncias mais solúveis processa-se, dessa forma, através da difusão, que constitui um fenômeno muito lento de transferência de materiais (Suguio, 2003). Ainda neste estágio os fluidos intersticiais adquirem propriedades redutoras em presença de matéria orgânica.

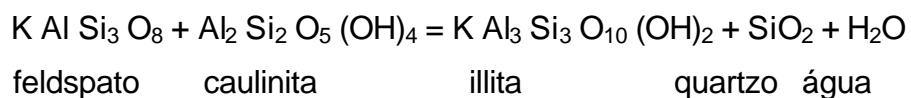
As fases sólidas presentes nos sedimentos se dissolvem na água (SiO_2 , $CaCO_3$), intersticial e a eventual saturação nesses componentes pode precipitar minerais, principalmente devido à troca de cátions presentes nos argilominerais e nas soluções conatas, em estreita interação com os sedimentos, em reações que variam muito de caso a caso.

O problema de se trabalhar com diagênese de rochas sedimentares argilosas, se traduz pela complexidade de processos sedimentares e diagenéticos que se sobrepõem transformando os sedimentos originais. Tratando da diagênese sobre sedimentos finos, Larsen & Chillingar (1967) discorrem da seguinte maneira:

“A diagênese atua diferentemente, em função da composição dos sedimentos. Alta proporção de matriz propicia reações e processos mais ‘rápidos’ e eficientes, pois é ali que se encontram os minerais mais susceptíveis às transformações, como argilominerais, óxidos, cátions e sais.”

A susceptibilidade às transformações mineralógicas durante a diagênese também aumenta com o teor em feldspatos presentes no sedimento original. O potencial diagenético, devido à variedade mineralógica dos sedimentos em questão, favorece reações como a dissolução do feldspato, liberando soluções ricas em álcalis. Essas soluções, por interação com outros minerais, resultam na recristalização de novos minerais. Daí decorre a variabilidade encontrada atualmente nos lamitos da Formação Corumbataí, assunto tratado com mais detalhe no capítulo 4.

Uma das reações químicas que ocorrem durante a diagênese, sob a ação da pressão de soterramento descrita por Bjørlykke (1983, in Harwood, 1995) é a formação de illita a partir de K-feldspato e caulinita ilustrada abaixo:



Na ausência de K-feldspato o potássio necessário para a formação da illita poderia vir de águas conatas ricas nesse elemento.

Trabalhando com rochas argilosas, Aoyagi & Kazama (1980) explicam a transformação de argilominerais durante a diagênese, pela seguinte seqüência de minerais: Montmorillonita → interestratificados → illita; essas transformações ocorrem, segundo os autores, pela remoção da água intercamada e pela substituição de Ca^{2+} ou Na^+ por K^+ na camada octaédrica do mineral.

Além dos parâmetros físicos (pressão e temperatura), os parâmetros químicos (pH, Eh, e íons presentes na água de formação) são importantes nessa mudança, mas o tempo decorrido na transformação da montmorillonita em illita parece ser o parâmetro mais importante, uma vez que ainda não foi possível realizar em laboratório esse experimento, em baixas temperaturas.

Na seqüência de lamitos (Cretáceo/Terciário) pesquisados no Japão por Aoyagi & Kazama (1980), a temperatura de transição de montmorillonita para interstratificados foi estimada em 104°C (P=900 Kg/cm²) e de interstratificados para illita de 137°C (P=920 Kg/cm²). A transformação de esmectita em illita ou clorita, via interstratificados, tem início, segundo Singer & Miller (1983 apud Andersson & Worden, 2004) na faixa de 70-95°C. Pelo que se pode observar, as temperaturas necessárias à transformação variam, muito provavelmente, em decorrência de outros fatores.

Quanto aos processos de formação dos minerais que constituem o cimento dessas rochas, muitas reações estão envolvidas, e nem sempre são de simples transformações de um mineral em outro. Para Taylor (1950), a cimentação tem início com o preenchimento de espaços porosos por soluções formadas pela quebra dos componentes mais frágeis e dissolução dos minerais mais solúveis. Esses processos causam a litificação incipiente do sedimento.

Entre os prováveis minerais formadores de cimento, em rochas sedimentares, Hillier (1993) descrevem a sílica, a calcita e argilominerais como a clorita. A ocorrência de clorita e de interstratificados irregulares tipo esmectita-clorita, estaria associada, segundo o autor, a processos de transformação de argilominerais detríticos precursores. A neoformação seria o resultado da reação desses minerais originais com salmouras hipersalinas durante a ascensão das águas conatas, pela compactação dos sedimentos.

Feldspato autigênico foi descrito sob a forma de cimento por Gruner & Thiel, (1937) e Berg (1952) entre outros. Para esses autores a feldspatização parece estar relacionada à reação entre os argilominerais e as águas com elevado conteúdo em álcalis (potássio). A adsorção do potássio pelos argilominerais é um processo normal que conduz à formação de illita.

A feição diagenética que registra o processo de cimentação é facilmente visível quando se trata de minerais bem formados, em cristais maiores, que se aderem sobre a superfície de outros cristais, normalmente grãos detríticos, e se

apresentam como sobrecrecimento. No entanto, quando esta cimentação ocorreu em sedimentos muito finos, como siltitos e argilitos, as feições ali registradas são de dimensões muito pequenas, quase sempre submicroscópicas, o que torna difícil a sua identificação em microscópio petrográfico. Outras técnicas de análise são utilizadas nessas circunstâncias, com resultados surpreendentes.

Utilizando catodoluminescência (CL) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) em seqüências de lamitos carbonatados do Devoniano, Schieber et al. (2000) descobriram que o quartzo na fração silte das rochas é autigênico e não detrítico. A dissolução de testas de radiolária e diatomáceas foi a provável fonte de sílica, que teria se precipitado na diagênese, sob a forma de quartzo. Na avaliação dos autores, outras seqüências de lamitos carbonatados do mundo contêm significativa proporção de quartzo autígeno.

O feldspato potássico, mesmo sob a forma de cimento, geralmente pode ser identificado em microscopia eletrônica (MEV) pela sua superfície externa bem desenvolvida com planos de clivagem. Sob o microscópio comum os pequenos cristais neoformados desse mineral são confundidos com o quartzo pelas propriedades óticas dos dois minerais, muito semelhantes. A distinção entre eles depende de procedimentos nem sempre possíveis devido às suas dimensões muito reduzidas.

Em sedimentos ferruginosos os minerais ricos em Fe podem sofrer transformações como, por exemplo, para formar chamosita, mineral do grupo da clorita (grupo dos filossilicatos verdes com espaçamento basal de 7 Å).

Suguio (2003) destaca que nos estágios iniciais de compactação (0 a 500m) de sedimentos pelíticos, ocorre aumento no conteúdo de illita e de feldspato acompanhado da redução ou desaparecimento de amorfos.

3.5. Estruturas sedimentares de lamitos

O arranjo entre as partículas constituintes de uma rocha sedimentar tem um significado genético que reflete a ação dos mecanismos de transporte e dispersão dos sedimentos. A estrutura original fundamental de uma rocha sedimentar é o seu acamamento. Em Petri et. al. (1986) a camada encontra a seguinte definição: unidade formal de menor hierarquia na classificação litoestratigráfica.

A espessura das camadas individuais normalmente está associada à taxa de suprimento de sedimentos: camadas milimétricas indicam pequeno aporte de sedimentos, normalmente associados à decantação de partículas em suspensão em ambiente pelágico.

A relação entre a subsidência da bacia e o suprimento de terrígenos também se reflete nas estruturas das rochas. Quando a subsidência for maior que o suprimento os depósitos são pouco retrabalhados. Uma subsidência menor implica no remanejamento dos sedimentos, mascarando suas estruturas primárias; o resultado é a formação de camadas maciças.

A compactação de camadas argilosas pode desenvolver uma estrutura designada fissilidade, comum aos folhelhos, que reflete a orientação dos minerais planares adquirida durante o soterramento. Tucker (2001) observa que os siltitos costumam apresentar as mesmas estruturas sedimentares presentes em arenitos de granulação mais fina.

As laminações cruzadas ou as marcas onduladas são feições que refletem atuação de correntes de tração sob condições de regime de fluxo inferior. O deslocamento de partículas, geralmente de dimensões de areia fina, fica registrado em seção transversal da rocha sedimentar, como marcas onduladas assimétricas (*current ripples*); quando simétricas são marcas onduladas de oscilação e refletem ação de ondas, conforme estudo realizado por Walker (1963).

A própria definição de areia, como partícula com dimensões acima de 0,064 mm (ou 64 μm), é um conceito que está intimamente relacionado ao meio de transporte, pois raramente partículas de areia são transportadas pelo vento, estando restrita à ação de agentes como a água, gelo ou movimentos de massa.

Giannini & Riccomini (2001) listam a viscosidade, a densidade e a profundidade do meio como fatores que influem no mecanismo de transporte. Quando a densidade do fluido é maior que a densidade da partícula (densidade efetiva negativa) ocorre flutuação. Além dessa força exercida pelo meio sobre o sedimento, há outras que vão provocar o seu deslocamento, designadas forças de superfície. Entre elas podem ser citadas a fricção, a coesão e a força de sustentação produzida pela turbulência do fluido em movimento.

Jopling & Walker (1968 apud Sugio, 2003) definiram um espectro contínuo de tipos de marcas onduladas com as respectivas laminações internas que estão relacionadas à razão entre a carga de suspensão e de fundo do meio de transporte ou de remanejamento dos sedimentos. O aumento da carga em suspensão faz com que a laminação cruzada passe para laminação ondulada, o que pode ser visto na fig. 3.2, com as demais estruturas típicas dessas rochas.

O transporte mecânico dos grãos, em meio de baixa viscosidade, pode ser dividido em função das interações entre as partículas e o fluido, que resultam em suspensão, tração, saltação, arrasto e rolamento. No caso de partículas finas como areia e silte, predominam tração e suspensão em meio líquido e saltação em processos eólicos.

Giannini & Riccomini (2001) afirmam que a suspensão, em particular, depende de três condições físicas: turbulência, baixa densidade ou comportamento coloidal. Cada um desses processos de transporte vai ser importante na geração de estruturas, que podem ser interpretadas como evidência do predomínio de um ou de outro desses processos de transporte.

Nódulos e concreções também são feições comuns em lamitos; normalmente são formados após a sedimentação, e estão relacionadas à segregação de substâncias no interior dos sedimentos. Essas estruturas estão relacionadas aos estágios iniciais da diagênese, quando ainda atuam processos de interação entre os sedimentos e a água do mar.

3.6. Parâmetros texturais

O parâmetro textural reúne os atributos das partículas constituintes dos sedimentos e das rochas, entre os quais a granulometria, seleção e maturidade. Para Sugio (2003) os aspectos texturais dizem respeito à forma, ao arredondamento, às feições superficiais, aos tamanhos dos grãos e à sua trama, também designada petrofabrica.

Em função da análise integrada dos atributos listados, pode-se estimar os processos envolvidos na sua gênese, ou mesmo a sua qualidade como matéria-prima cerâmica. Em rochas constituídas originalmente por misturas de sedimentos (siliciclásticos carbonatados), é conveniente utilizar o componente

textural em conjunto com a composição química da rocha para a uma classificação mais objetiva dos litotipos.

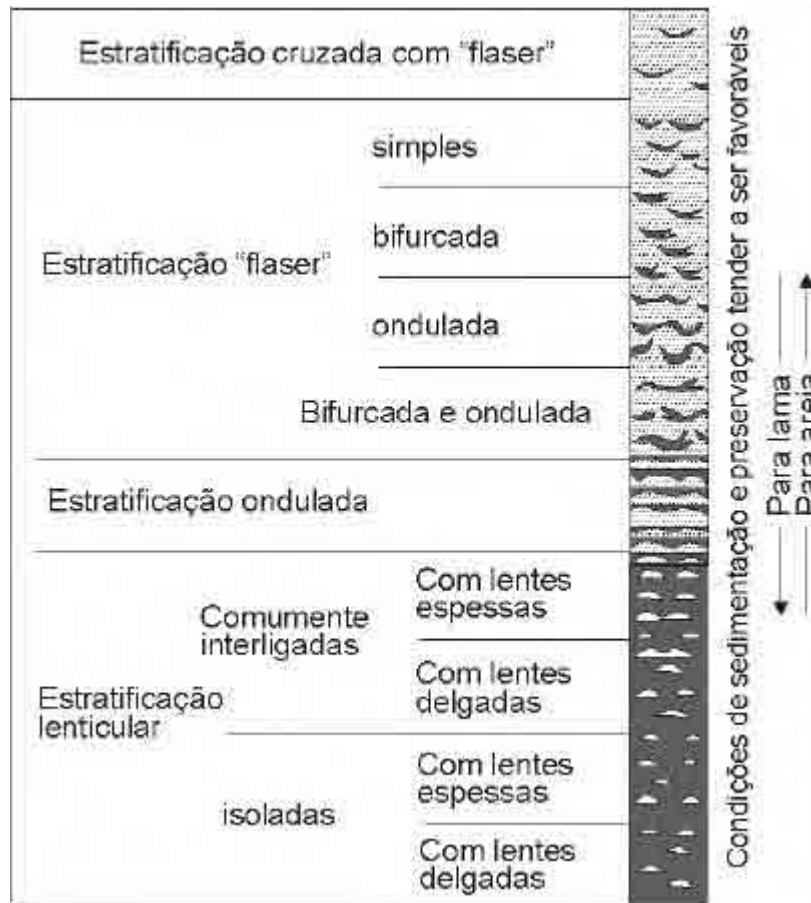


Fig. 3.2: Estruturas sedimentares formadas em função de diferentes condições de preservação. Jopling & Walker (1968 in Sugio, 2003).

Quando se trata de sedimentos que contêm diferentes proporções de areia, silte e argila, resultantes da deposição de sedimentos finos em corpo aquoso, o enfoque é o aspecto textural dessas rochas em associação com a composição mineralógica da matriz da rocha, ou seja, a mineralogia da fração argila, normalmente constituída por argilominerais; esse modo de tratamento é o mais eficiente para a discriminação de suas litofácies.

A importância de se utilizar critérios texturais na identificação dos diferentes intervalos da unidade em estudo, está relacionada ao fato de que esta propriedade sofre poucas modificações na diagênese e registra as diferenças herdadas do sedimento original. A separação de horizontes segundo

sua maturidade textural (granulométrica) assegura uma certa regularidade nas subdivisões, que podem ter outros aspectos mascarados por processos pós deposicionais. A coloração é um exemplo disso, pois a cor representa muitas vezes apenas o estado de oxidação do ferro. A variação lateral na cor das rochas, dentro de um mesmo estrato, é uma feição muito comum na Formação Corumbataí.

A outra questão levada em conta quanto ao parâmetro textural é a sua influência no comportamento cerâmico do material, correlação aplicada com bons resultados em estudos desenvolvidos tanto com materiais argilosos do Subgrupo Itararé (Monteiro et al., 2000; Bernardes, 2001) quanto da Formação Corumbataí (Masson, 2002).

3.7. Aspectos cerâmicos

A etimologia da palavra **cerâmica** remonta a Grécia antiga (*κεραμική* *keramus* = queimado, do grego). A atividade cerâmica está intimamente relacionada ao desenvolvimento tecnológico do ser humano como espécie; em antropologia usa-se o refinamento das técnicas de preparação e queima de artefatos cerâmicos para caracterizar culturas e períodos de diferentes etnias que habitaram os continentes desde os primórdios da civilização. Para a mesma palavra existem diferentes significados em decorrência de suas variadas aplicações e usos.

3.7.1. Aplicações e importância

O setor industrial de cerâmica é bastante diversificado e abrange diferentes segmentos entre os quais destacam-se: cerâmica vermelha, materiais de revestimento, materiais refratários, louça sanitária, isoladores elétricos de porcelana, louça de mesa, cerâmica artística (decorativa e utilitária), filtros cerâmicos de água para uso doméstico, cerâmica técnica e isolantes térmicos. No Brasil todos estes segmentos encontram-se representados, com maior ou menor grau de desenvolvimento e capacidade de produção.

A abundância de matérias-primas naturais e a disponibilidade de tecnologias embutidas nos equipamentos industriais, fizeram com que as indústrias brasileiras evoluíssem rapidamente no Brasil nos últimos anos,

quadro que atingiu um nível de qualidade mundial com apreciável quantidade exportada.

Hoje o setor tem uma participação no PIB (Produto Interno Bruto) estimada em 1%, que corresponde a cerca de 6 bilhões de dólares anuais. Os grandes centros urbanos da região sudeste do país concentram a maioria de indústrias cerâmicas, o que se deve à disponibilidade de matérias-primas, energia, vias de escoamento e infra-estrutura de modo geral, somado à presença de centros de pesquisa, universidades e escolas técnicas.

O Pólo de Santa Gertrudes é o maior pólo cerâmico das Américas, produzindo cerca de 20 milhões de m² de placas cerâmicas por mês em mais de 40 plantas industriais distribuídas em mais de 6 municípios, concentrados principalmente em 3 deles: Santa Gertrudes, Rio Claro e Cordeirópolis (Motta et. al., 2004). Santa Catarina também se destaca como um importante centro cerâmico do país, com importantes indústrias instaladas, que exploram matéria-prima da Formação Itararé.

Outras regiões do país vêm apresentando um certo grau de desenvolvimento, principalmente no Nordeste, onde muitas fábricas de diversos setores industriais estão se instalando e onde o setor de turismo tem crescido de maneira acentuada, levando a construção de inúmeros hotéis. Com isto tem aumentado a demanda de materiais cerâmicos, principalmente dos segmentos ligados à construção civil, o que tem levado a implantação de novas fábricas cerâmicas nessa região.

3.7.2. Revestimentos cerâmicos

Segundo dados da Associação Brasileira disponíveis no site (www.abceram.org.br) este segmento apresenta crescente desempenho tecnológico e é representado por 127 unidades industriais, produzindo azulejos, pisos e pastilhas no montante de 428 milhões de m² em 1999, representando 87% dos 492 milhões de m² de capacidade instalada. É o quarto produtor mundial, após a China, Itália e Espanha

O valor da produção atingiu, em 1999, a casa dos US\$ 1,3 bilhões, com uma exportação de US\$ 170 milhões, para 42,6 milhões de m² exportados. No Brasil o consumo per capita é em torno de 2,2 m²/hab., enquanto na Itália 3,1, em Portugal 4,9, em Taiwan e Espanha 5,5. No mercado externo, o Brasil

aumentou sua participação que é de cerca de 5%; os Estados Unidos, a Europa e a América Latina, com exceção dos países do Mercosul compram aproximadamente 69% das exportações brasileiras. Os países do Mercosul ficam com 24% das exportações.

A indústria de revestimento cerâmico exportou U\$ 24,5 milhões em abril de 2004. Com o ritmo forte de encomendas para o mercado exterior, a Associação Nacional dos Fabricantes de Cerâmica para Revestimento (Anfacer) projetou fechar 2004 com US\$ 330 milhões no embarque de 137 milhões de m², que corresponde a 24% da produção nacional.

A importância do tema pode ser visto pela série de publicações recentes que giram em torno dessa atividade na região, tanto de cunho jornalístico como nas recentes reportagens sobre a extração em cavas de Santa Gertrudes (Farias, 2004; Jornal Cidade, 2004), ou em revistas de divulgação científica (FAPESP, 2003).

3.7.3. Normatização

Os limites de tolerância na aplicação de metrologia para análise da variância sobre os valores obtidos na mensuração de produtos industriais, aplicados a normatização brasileira da ABNT é de: 0.15 – 1.50 pontos percentuais na linearidade das medidas; 0.01 – 0.10 na planicidade e, 0.001 – 0.009 na esfericidade.

A Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT) padronizou critérios de terminologia, de classificação e de ensaios de quantificação dos parâmetros do produto cerâmico para placas de revestimentos, para assegurar a qualidade das peças, que se encontram detalhados nas normas ABNT-NBR 13.816, 13.817 e 13.818/1997 (ABNT, 1997).

A norma NBR 13.816 trata de da terminologia empregada e foi preparada a partir de normas internacionais já existentes como a ISO 13.006 de 1995 (*Ceramic tile – definitions, classifications, characteristics and making*). Nesta norma estão descritas as finalidades do produto (revestir pisos e paredes) e especificações dos componentes como esmalte e engobe de proteção.

A norma NBR 13.817 utiliza as características geométricas (forma e dimensões) para definir parâmetros como a ortogonalidade e planiridade das peças, adotando determinados limites de tolerância. Também estão definidas as características físicas e químicas do produto a ser analisado.

Um dos critérios utilizados para a classificação dos produtos (norma NBR 13.817), relaciona a resistência mecânica das placas, a absorção d'água e a estabilidade dimensional das peças à sua qualidade. Quanto à absorção de água, são definidas as seguintes classes de revestimentos cerâmicos:

Classes de Absorção de água	Limites A. A. (% de água)
B I a	abaixo 0.5
B I b	entre 0.5 e 3
B II a	entre 3 e 6
B II b	entre 6 e 10
B III	acima de 10

A estabilidade dimensional após a queima é obtida pela variação das medidas da peça após a queima em forno. É uma medida muito restritiva, pois segundo as normas internacionais de padronização e metrologia, os limites de variação nas dimensões planares dever ser da ordem de 0.1 a 0.01 %.

3.7.4. Processo industrial

Os processos desencadeados pela “queima” da massa cerâmica estão relacionados à **sinterização** dos seus componentes, em que ocorre a efetiva estruturação da peça. Por sinterização Van Vlack (1973) designa a etapa do processo de queima, cuja finalidade é aglomerar as partículas formando uma massa coerente de elevada resistência mecânica. O objetivo final da sinterização é desenvolver microestruturas capazes de suportar os esforços a que serão submetidas as placas cerâmicas.

Além da capacidade de suportar esforços a placa cerâmica também tem que ter a mínima absorção de água, e ter suas dimensões planas bem definidas, para que a sua aplicação não implique em dificuldades de ajuste entre elas, na parede ou no piso. Essas propriedades, somadas à uniformidade

de tonalidades de cores do esmalte, vão determinar a qualidade do revestimento, que poderá ser então, classificado como produto de maior preço.

Os parâmetros analisados no presente trabalho, foram aqueles que definem a qualidade a matéria-prima, apenas no que se refere à base estrutural da placa, ou seja, seu componente cerâmico. Esses parâmetros utilizados na classificação dos tipos de produto são resultado de tecnologia de produção, mas dependem muito da qualidade da matéria-prima empregada.

3.8. Métodos de extração

A matéria-prima que abastece o pólo é extraída da Formação Corumbataí, que consiste de siltitos, e argilitos de idade permiana designados usualmente de lamitos, reunidos numa seqüência de origem marinha, conforme descrito anteriormente.

A extração dessas rochas se dá em cavas a céu aberto, por escarificação; atualmente o desmonte tem sido feito também a base de explosivos com posterior retirada através de pás carregadeiras. Os diferentes litotipos são misturados em pilhas, nos pátios de secagem, para aproveitamento em processo via seca pela indústria. Apesar das diferenças composicionais da Formação Corumbataí, toda a seqüência é aproveitada e dela se extrai todos os componentes da massa, o que a caracteriza como massa multicomponente, diferente do que ocorre com todos os demais pólos cerâmicos do país.

Atualmente a mistura das diferentes litologias segue padrões definidos para cada mina, em função das camadas que intercepta. Apesar de aparente continuidade nas características dos litotipos, algumas diferenças locais já foram detectadas por estudos realizados com a matéria-prima, que indicam teores de carbonato mais altos ao norte da área (Minas Tutte, Granussio) do que aqueles encontrados nas minas ao sul (Partezani, Cruzeiro).

A pesquisa com as rochas da Formação Corumbataí já avançou muito nos últimos anos, na busca pela correlação entre suas características, tanto químicas e mineralógicas, e as propriedades cerâmicas da massa obtida pela moagem dessas rochas.

O conhecimento que se adquiriu permite formulações com menores perdas, tão comuns no início das atividades na região. O que ainda depende de respostas mais objetivas é o volume real das reservas disponíveis nas jazidas. Para isso é preciso se conhecer cada uma delas em suas variações locais, que não são poucas.

Essas diferenças composicionais são muito comuns na unidade estratigráfica em estudo, como se verifica na literatura disponível. No capítulo 4 encontram-se essa e outras particularidades da Formação Corumbataí.

4. Geologia Local

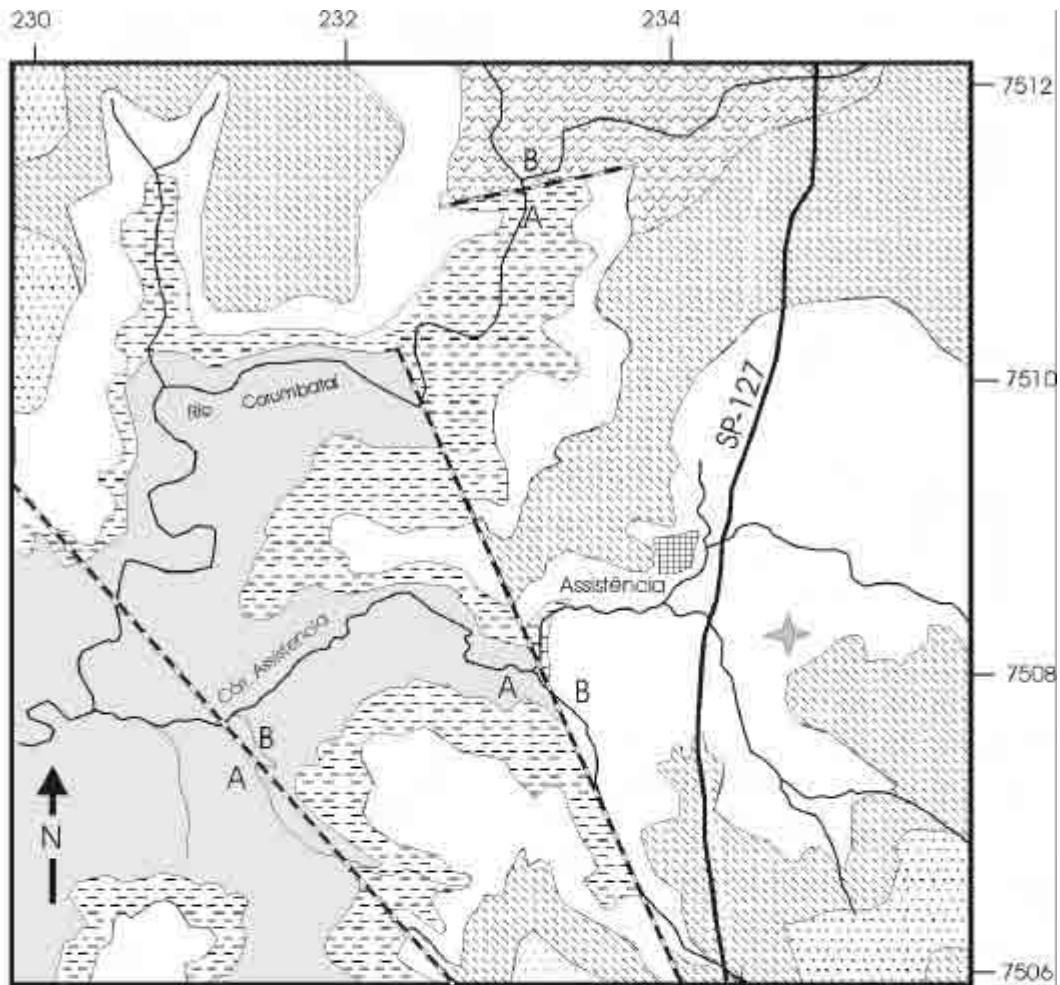
Os depósitos de minério explorados pela indústria cerâmica do pólo de Santa Gertrudes estão inseridos na faixa de afloramentos do Grupo Passa Dois, unidade correspondente ao Permiano da Bacia do Paraná. Na área de estudo, essa unidade é composta pelas formações Irati e Corumbataí, que apresentam diferenças significativas em suas rochas: a primeira compõe-se de pares rítmicos de carbonatos e folhelhos e a segunda está representada por argilitos, folhelhos, siltitos e arenitos finos intercalados em lâminas e lentes.

Além destas unidades estratigráficas a área de estudo abrange o Grupo Itararé, a Formação Tatuí, do Paleozóico; a Formação Serra Geral do Mesozóico e a Formação Rio Claro do Cenozóico. A ocorrência de todas essas unidades, em uma área de baixas declividades e pequena amplitude (~100m) como é comum na região, está associada a uma estrutura que as colocou lado a lado: o Alto Estrutural de Pitanga. O mapa geológico da fig. 4.1 ilustra a disposição das mesmas ao redor do Distrito de Assistência (centro do mapa), próximo da rodovia SP-127, que liga Rio Claro a Piracicaba.

4.1. Unidades Litoestratigráficas


As unidades estratigráficas no flanco nordeste da Bacia do Paraná, da base para o topo são: Supergrupo Tubarão (Grupo Itararé e Formação Tatuí); Grupo Passa Dois (Formações Irati e Corumbataí), representando o paleozóico; Grupo São Bento (Formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral), representando o Mesozóico e; Formação Rio Claro, que recobre discordantemente todas as outras e representa depósitos do Cenozóico.

O Grupo Itararé constitui a unidade basal da seqüência permo-carbonífera da Bacia do Paraná e é composto por arenitos, siltitos, varvitos e diamictitos. Na região de Rio Claro esse grupo aflora apenas nos fundos de vale dos rios Corumbataí e Passa Cinco. As espessuras da unidade chegam a 1.400 m no sudeste do Estado de São Paulo que diminuem para nordeste. Nessa região ocorrem interdigitações entre essa unidade e a Formação Aquidauana, que é o correspondente dali para oeste na Bacia do Paraná, do ciclo de sedimentação sob influência do gelo nos períodos Carbonífero e Permiano.




UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

CENOZÓICO

 Fm. Rio Claro

MESOZÓICO

 Fm. Serra Geral intrusivas básicas

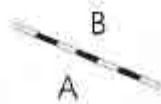
PALEOZÓICO

 Fm. Corumbataí

 Fm. Irati

 Fm. Tatuí

 Grupo Itararé



Falha Inferida

Bloco baixo

Bloco alto



Núcleo urbano



Área da Pesquisa



Fig. 4.1: Mapa geológico da região no entorno da área de pesquisa, sob influência de estruturas do Alto Estrutural de Pitanga. Modificado de Sousa (2002).

A Formação Tatuí é composta por siltitos e folhelhos (lamitos) de coloração verde, creme e chocolate, geralmente maciços, com arenitos e calcários subordinados; a sua espessura na região é de 70 a 80 metros.

O Grupo Passa Dois é constituído, ao sul do Rio Tietê, pelas Formações Irati, Serra Alta e Teresina. A Formação Corumbataí é a correspondente à Formação Teresina na região ao norte do referido rio. A Formação Irati, que apresenta espessuras da ordem de 40-50 metros na região, é constituída por calcários e folhelhos. A Formação Corumbataí tem espessuras que variam entre 60 e 110 metros na região, em função de falhas que teriam exposto algumas áreas à erosão. Nos locais de menor espessura essa unidade encontra-se sobreposta pela Formação Rio Claro. A Formação Pirambóia (Grupo São Bento) é a unidade que normalmente a recobre em contato erosivo.

O Grupo São Bento está representado, da base para o topo, pelas formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral (extrusivas). Todo o pacote pode ser cortado por sills e diques de diabásio, que representam os termos intrusivos da última unidade. A Formação Pirambóia compreende um pacote de arenitos, com espessuras variáveis, que não ultrapassam 300 metros no Estado de São Paulo. A Formação Botucatu é constituída por arenitos, localmente argilosos, que não aflora na área de estudo. A Formação Serra Geral compreende lavas basálticas, de composição toleítica, que representam o magmatismo juro-cretáceo, do tipo fissural, que recobriu quase toda a extensão da bacia no período.

A Formação Rio Claro é um dos tipos de depósitos cenozóicos que ocorrem em manchas isoladas, nos topos de inteflúvios aplainados do centro-leste paulista, na região da Depressão Periférica. Essa unidade é composta por arenitos pouco consolidados, com lentes de argila e níveis conglomeráticos na base. As espessuras da Formação Rio Claro raramente ultrapassam 20 metros.

Na fig. 4.2 estão as principais unidades litoestratigráficas presentes na área, que representam a Seqüência Carbonífera-Eotriássica de Milani et al. (1994).

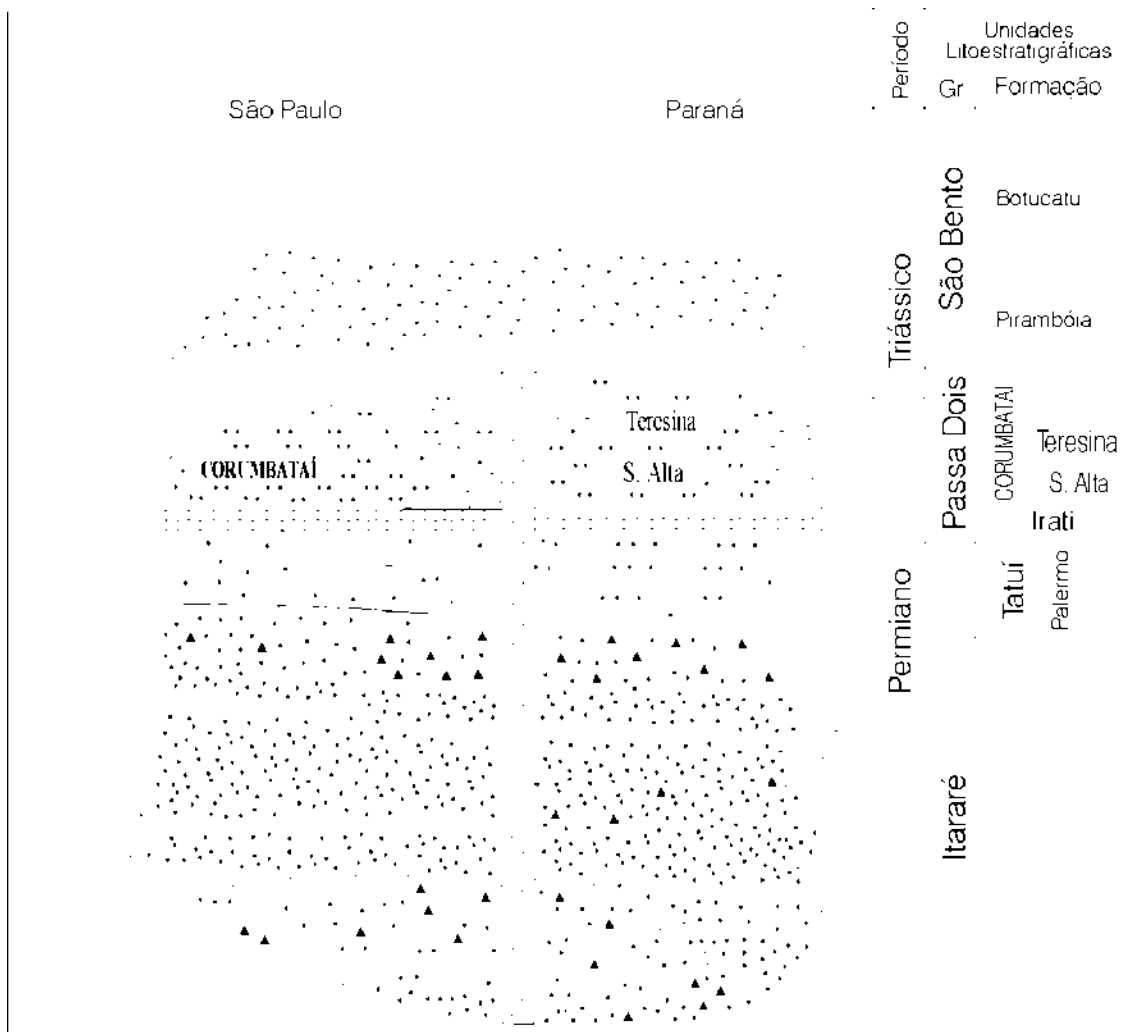


Fig. 4.2: Coluna estratigráfica simplificada da Seqüência Carbonífera-Eotriássica de Milani et al. (1994) para a região entre os Estados do Paraná e São Paulo, da Bacia do Paraná.

4.2. Contexto tectônico

Os terrenos pertencentes à faixa de afloramentos do Grupo Passa Dois estão fortemente condicionados por estruturas regionais, com notável reflexo na rede de drenagem e nas formas de relevo, que foi tema de estudos realizados por Facincani (2000) e Sousa (2002).

A área de estudo está situada no limite nordeste da área de influência do Alto Estrutural de Pitanga, marcado por importantes lineamentos associados a essas estruturas regionais. O padrão estrutural da área é caracterizado por zonas de falhas com soerguimento e abatimento de blocos, formando altos e baixos estruturais.

A direção preferencial dessas falhas, em Sousa (2002), é de NW-SE, aos quais estariam associados os depósitos do Grupo Tubarão e o magmatismo basáltico juro-cretácico. A autora apresenta um quadro evolutivo que resultou de pelo menos quatro eventos tectônicos: o primeiro de falhas normais (NW-SE); o segundo de falhas e fraturas NW-SE preenchidas pelas intrusivas básicas; o terceiro é marcado por falhas normais NE-SW, que controlam a sedimentação cenozóica e, o quarto, por falhas de caráter transcorrente que afetaram as coberturas sedimentares cenozóicas, com direção E-W.

Almeida & Carneiro (2004) reconhecem as colisões na margem ativa meridional de Gondwana e seus reflexos no interior continental, como responsáveis pelos movimentos epirogênicos que influíram nas regressões do mar. Após o recuo do mar epicontinental na passagem do Permiano para o Triássico, a Bacia do Paraná apresentou características geocráticas, permanecendo emersa até o Eocretáceo. O contato superior do Grupo Passa Dois é, portanto, discordante e erosivo. Zalán et al (1991) reconhecem que no final do Paleozóico, um soerguimento, associado à orogenia finiherciniana, cessou a sedimentação na bacia.

De acordo com Souza (2002), durante ou após o Eocretáceo definiu-se a geometria atual do relevo na região do Alto Estrutural de Pitanga, que corresponde à superimposição de um pequeno “*horst dômico*”, com rotação e colapso de blocos associados ao magmatismo, sobre a flexura compressional ampla formada no limite Permiano-Triássico.

4.3. Evolução geológica

A Formação Corumbataí apresenta características faciológicas que sugerem sedimentação em ambiente marinho raso, com deposição por decantação de siltitos argilosos, em águas tranquilas, distantes da costa.

Almeida & Carneiro (2004) referem-se à transgressão marinha do Eopermiano (Kunguriano) como responsável pela deposição, em ambiente de plataforma marinha rasa, das camadas da Formação Palermo (topo do Supergrupo Tubarão ao sul) e que prosseguiu no Neopermiano, quando se constitui o Grupo Passa Dois (Fm. Irati). Essa unidade se inicia com a formação de calcários e dolomitos em águas de elevada salinidade. O restante

do Grupo Passa Dois representa a seqüência regressiva do ciclo, aí incluída a Fm. Corumbataí.

Trabalhando com zoneamento palinológico da seqüência sedimentar correspondente ao Neopaleozóico da Bacia do Paraná no sul do Brasil, Marques-Toigo (1988) estabeleceu correlações com zoneamentos existentes em outras regiões gonduânicas (Argentina, Austrália, África e Índia). Com base nessas correlações, posicionou a Formação Irati na parte superior do Kazaniano e na base do Tatariano. Na escala de tempo geológica de Harland et al. (1990), este período compreende o intervalo entre 255 e 250 Ma, muito próximo ao limite PT (Permiano-Triássico ~ 245 Ma.). O preenchimento da Bacia do Paraná foi contínuo durante toda a deposição da Formação Irati.

No Permiano, o Gondwana e a Laurásia se juntaram formando um megacontinente (Pangéia) cercado pelo Oceano Panthalassa (fig. 4.3). Como conseqüência de suas dimensões, as massas de ar formadas no oceano, carregadas de umidade não chegavam ao seu interior trazendo chuva.

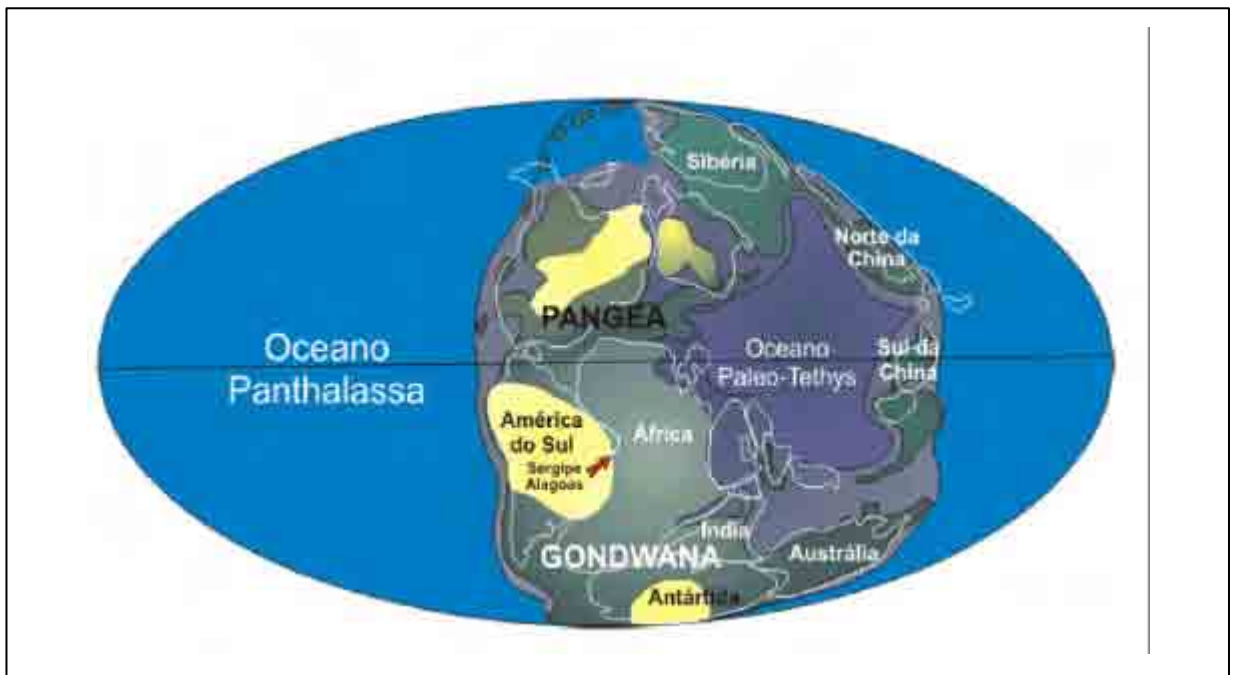


Fig. 4.3: Mapa paleogeográfico do final do Permiano (cerca de 255 milhões de anos) adaptado de Scotese (1997 apud PHOENIX, 1999).

Com referência ao período de deposição da Formação Irati, Hachiro (1996) reporta que o mar Irati cobriu uma bacia faminta, onde a criação de espaço de acomodação, controlada pela tectônica e eustasia, suplantava a

taxa de sedimentação. Este estágio de deposição irrisória, que permitiu a formação de seções condensadas, é típico de terrenos estáveis, como os encontrados durante os períodos de *Zenith* (Klein & Beauchamp, 1994 apud Hachiro, 1996) dos supercontinentes. De acordo com esta interpretação, a geração de fácies tão peculiares no Subgrupo Irati está relacionada ao *Zenith* de Pangéia, quando se estabeleceram condições de *standstill* no Kazaniano-Tatariano (255-245Ma), após a aglutinação das placas tectônicas.

A mudança abrupta de folhelhos pretos da Formação Irati, para os arenitos e siltitos basais da Formação Serra Alta caracteriza a existência de disconformidade entre essas unidades, reconhecida na porção nordeste da Bacia do Paraná por Soares e Landin (1973). No entanto, Hachiro (1996) assinala que o limite superior da Formação Irati com a Formação Corumbataí é concordante no interior da bacia, caracterizando, dessa forma, uma paraconformidade entre as unidades.

A tendência regressiva do mar epicontinental durante a sedimentação da Formação Corumbataí na região, foi interrompida segundo Sousa (1985), por pequenas transgressões marinhas, que teriam ocasionado a deposição de camadas mais espessas de argilito nos siltitos. O preenchimento da bacia no tempo de deposição das camadas da Formação Corumbataí se deu a partir da borda; o registro dessas camadas revela o avanço de fácies proximais, recobrando as fácies distais, o que sugere a diminuição da lâmina d'água em direção ao topo da unidade.

Na Formação Teresina predominam, segundo Rohn (2001), rochas heterolíticas caracterizadas por delgadas interlaminações de arenitos muito finos e folhelhos escuros (ou vermelhos), com acamamento wavy, lenticular e flaser. A autora destaca que as rochas carbonáticas são abundantes na parte superior da formação, mas podem ocorrer subordinadamente em toda ela.

Nos modelos apresentados por Rohn (2001) para explicar essa sucessão mista de carbonatos e siliciclastos presentes na Formação Teresina, tão comuns também na Formação Corumbataí, destaca-se a presença de baixios, semelhantes a ilhas barreiras, submersas em plataforma do tipo rampa.

Nesse sentido, a Formação Corumbataí é o resultado de processos atuantes num mar interior, com topografia muito suave do substrato,

influenciada por ondas e correntes de tempestade. A salinidade da água oscilou de forma cíclica na dependência das variações climáticas reinantes durante o período. O suprimento de sedimentos terrígenos foi suficiente para que o preenchimento da bacia fosse maior que a taxa de subsidência.

Estruturas indicativas de exposição subaérea, presentes no Grupo Passa Dois, tornam-se mais freqüentes nos seus estratos superiores, onde foram descritas gretas de contração e brechas intraformacionais. A coluna estratigráfica dessa unidade na região também apresenta, de acordo com Zanardo (2003), um nítido aumento da espessura e da quantidade de níveis arenosos para o topo, e no teor de carbonatos.

A composição mineralógica dos principais litotipos da unidade é reflexo dessas condições paleoambientais, mas também têm um importante componente diagenético, conforme apontam os resultados do presente trabalho (vide cap. 5).

4.4. Litotipos da Fm. Corumbataí

Em Sousa (1985) encontram-se descritos, como principais litotipos da unidade, siltitos argilosos, folhelhos sílticos, arenitos (carbonáticos, sílticos e argilosos), argilitos (por vezes carbonáticos) e calcários (argilosos ou não). As interlaminações de siltitos e argilitos caracterizam verdadeiros ritmitos, pois a ciclicidade da sedimentação confere essa estrutura sedimentar que se destaca; as estruturas singenéticas normalmente encontradas são estratificação plano-paralela, acamamento maciço, laminação cruzada, gretas de contração e diques clásticos de arenito.

A associação de siltitos e argilitos roxos, verdes, castanhos e chocolate, com intercalações de arenitos finos, calcarenitos e camadas de coquina, descritos por Petri & Coimbra (1982), não ultrapassam 200 metros na região; a sua distribuição tem início nos arredores da cidade de Piracicaba, se adelgçando para norte até desaparecer.

Na região de Rio Claro os tipos mais comuns são misturas de sedimentos nas frações silte e argila, com proporções variáveis de areia, que chegam a formar apenas interlaminações arenosas no topo da unidade. Dessa forma a relação silte/argila foi o critério textural adotado no presente estudo,

para a designação dos litotipos, detectada por ensaios granulométricos (ver cap. 2).

Os siltitos, predominantes entre os litotipos da Formação Corumbataí, são rochas que devem sua consistência à presença de cimento diagenético; a matriz argilosa também exerce fortes ligações entre as partículas constituintes das rochas.

Entre os minerais formadores do cimento das rochas observadas na área de estudo, a albita é o mais freqüente. Cimento calcítico também é muito comum nas camadas do topo da unidade, que se encontram expostas principalmente nas minas ao norte da área de afloramentos, entre Rio Claro e Santa Gertrudes, ou na direção de Araras. Nessa área encontram-se os litotipos arenosos, arenitos finos a muito finos, freqüentemente carbonáticos. Alguns desses arenitos podem ser classificados como impuros, com matriz perfazendo mais de 15% da rocha. A cimentação não é exclusivamente carbonática, ocorrendo substituição por sílica (calcedônia) e localmente, cimentação ferruginosa.

Os argilitos são muito abundantes e sua presença em camadas intercaladas nos siltitos é uma das características mais notáveis nos afloramentos da formação na região; possuem granulação finíssima, e cor vermelha que pode se apresentar castanha escura em alguns níveis, mais raramente em cores claras (violáceo). Nas associações de siltitos e argilitos são comuns estruturas indicativas da ação de ondas, como estratificação microcruzada (*hummocky cross-bedding*). As lâminas mais arenosas exibem ocasionalmente, segundo Sousa (1985), acamamento gradacional.

5. RESULTADOS

A Formação Corumbataí, na área de estudo, é composta por siltitos maciços acinzentados na sua porção inferior, que gradam verticalmente para rochas heterolíticas em direção ao topo, laminadas, arroxeadas e avermelhadas, com predomínio de siltitos, lamitos e camadas de argilito intercaladas. No terço inferior da unidade as rochas apresentam maturidade textural mais bem desenvolvida, ou seja, são mais bem selecionadas, com menor conteúdo em matriz argilosa; essa maturidade diminui no terço médio, onde se verifica um aumento na proporção de matriz argilosa e a seleção é mais pobre. Nos estratos do topo da seção há um aumento no teor da fração areia e da imaturidade mineralógica, i.e. um acréscimo na presença de minerais instáveis como a biotita.

Os siltitos acinzentados da base são caracterizados por elevada tenacidade, que pode ser atribuída à intensa cimentação que afetou as camadas, muito permeáveis. Os siltitos arroxeados da porção inferior, quando expostos à alteração superficial, resultam numa feição comumente chamada de “empastilhamento” (fig. 5.1a), provavelmente relacionada à presença de minerais planares orientados em duas direções preferenciais. A estrutura maciça é muito comum no terço inferior da formação, com pequenas variações na cor das camadas (fig. 5.1c). Quando presente, a estratificação plano-paralela é incipiente, evidenciada por lâminas de silito sem matriz.

A interlaminação rítmica de siltitos e lamitos é a estrutura mais comum no terço médio da unidade (fig. 5.1b). Os primeiros apresentam teor muito baixo de matriz, cimento de calcita, sílica e/ou feldspato. Os lamitos são compostos por minerais detríticos na fração silte fino envoltos por matriz argilosa associada a cimento ferruginoso.

Na porção superior a interlaminação torna-se mais freqüente, em que até 50% do volume da rocha é constituído por camadas de cor clara (fig. 5.1d). Essa cor resulta de uma composição quartzo-feldspática detrítica, livre de impregnações argilosas ou de cimento ferruginoso. A dimensão dos grãos nessas interlaminações quase nunca ultrapassa a fração silte. São poucos os níveis e intercalações que apresentam areia muito fina na sua composição. Além de quartzo e feldspato, illita e interestratificados estão entre os principais minerais desses litotipos.



Fig. 5.1: Fotografias dos principais litotipos identificadas na área de estudos, com suas feições características. a) Os siltitos arroxeados da base da seção apresentam empastilhamento, já nos primeiros dias de exposição às condições superficiais, o que facilita a sua desagregação no pátio de secagem das minerações. GPS Garmin de doze canais utilizado como escala na foto, tirada na frente de lavra da mina de calcário de Assistência (Rio Claro) da Partecal; b) Os litotipos da porção superior apresentam interlaminanças esbranquiçadas. No conjunto esse litotipo se destaca pela coloração amarelada que assume, motivo de sua designação (Siltitos amarelados); c) O siltito roxo maciço apresenta variações de cor, que estão relacionadas ao conteúdo em matriz das diferentes camadas. Nessa foto, a parte inferior é mais clara, separada da superior por uma lâmina de material ferruginoso, muito comum nesse intervalo; d) detalhe de uma camada branca com dois centímetros de espessura intercalada nos lamitos finamente laminados, avermelhados, da porção superior, na frente de lavra da Argipar (km 9,5 da SP-127).

Os siltitos maciços da base da seção apresentam proporção de matriz que oscila entre 20-40% em peso, e fração areia de 10% em média. Os lamitos comuns ao terço médio da unidade têm de 50-60% de matriz, sem parcelas significativas de partículas na fração areia. Na parte superior os siltitos

apresentam matriz no intervalo de 5-10% e areia muito fina numa proporção entre 30-40%.

Essa variação na vertical foi observada para os litotipos não alterados, até o limite dos afloramentos ou escavações, onde os processos supérgenos ainda não propiciaram mudanças na composição mineralógica que poderiam mascarar as proporções originais (por exemplo, a caulinitização do feldspato).

A coloração mostrou-se um critério ineficiente na distinção entre os intervalos, pois a cor das rochas pode representar processos que transpõem os seus limites. A utilização de critério textural, desde que adotado com cautela, utilizando as técnicas descritas no capítulo 2, mostrou-se mais adequada.

Dessa forma, a designação de cada intervalo foi feita mediante sua classificação textural, ilustrada no diagrama da fig. 5.2, a seguir. Os litotipos também foram descritos de acordo com a coloração predominante que assumem no conjunto, em estado inalterado, para melhor reconhecimento nas frentes de lavra de cada intervalo e para correlação com outras áreas de pesquisa.

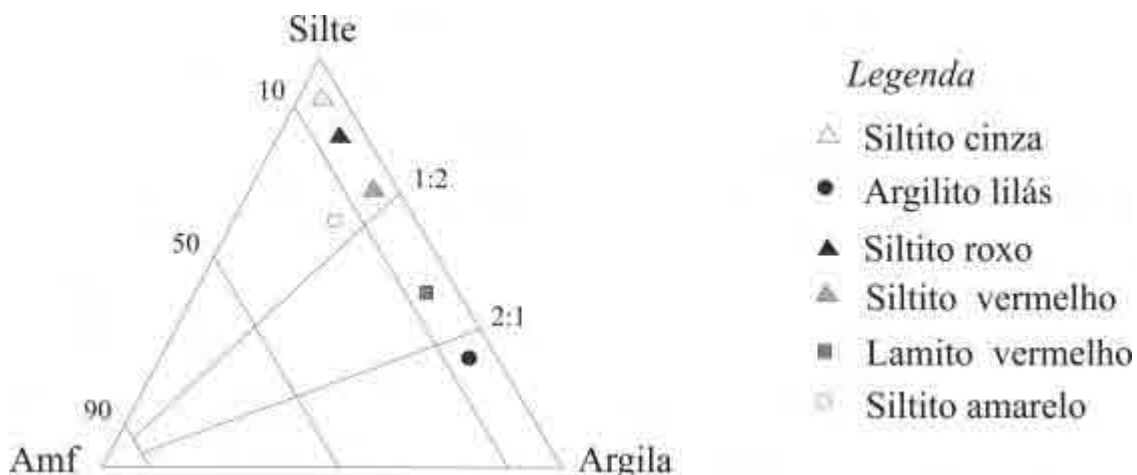


Fig.5.2: Diagrama de classificação textural de rochas sedimentares e os principais litotipos da área. A posição de cada um destes no diagrama representa uma média ponderada, que foi calculada empregando-se os resultados obtidos de ensaios de separação das frações, realizados com os diversos subtipos amostrados em cada intervalo.

Durante a separação das unidades mapeáveis, feita com base em critérios táctil-visuais, foram observadas a cor da rocha e as estruturas sedimentares presentes. Cada ponto selecionado para descrição dos estratos em estudos petrográficos resultou num perfil. Os locais em que foram descritos os perfis

encontram-se numerados no mapa de detalhe da área de pesquisa (fig. 5.4). Os perfis foram reunidos na seção colunar simplificada da fig. 5.3.

O resultado dessa separação em unidades menores de mapeamento não significa que se possa encontrar os mesmos litotipos ao longo de toda a extensão da mina, na forma como esses se encontram descritos no texto. As variações laterais decorrentes de processos sedimentares e diagenéticos, além daqueles associados à tectônica e ao magmatismo, deixaram como registro uma multiplicidade de litotipos que não foram exploradas nessa representação simplificada, pois não foi esse o enfoque do estudo.

O que se procurou foi adotar um modelo composto de unidades essenciais, representativo, ao menos localmente, dos principais horizontes observados, na sua forma inalterada, livres da influência dos processos mencionados. A assembléia mineralógica detectada reflete as condições de equilíbrio alcançadas ao final de sua consolidação.

A distinção entre as unidades de mapeamento nem sempre coincide com aquelas adotadas nesta seção, em função das diversas estruturas que cortam os estratos, mascarando o contato entre eles. A figura não contém as particularidades de pequena escala: reúne as informações mais relevantes em escala de afloramento. As demais informações estão contidas no decorrer do texto, ilustradas com fotografia de amostras, de lâmina e dos difratogramas do material coletado para realização dos ensaios.

A relação de minerais identificados em DRX dispostos ao longo da seção ilustra apenas a ocorrência de algumas anormalidades. A esmectita, identificada pela sua propriedade expansiva, está presente em apenas três amostras ao longo da seção. A illita só não foi identificada em uma amostra, que representa interlaminações de siltito no Lamito vermelho do terço superior.

A única amostra que não apresentou feldspato entre os componentes foi um argilito coletado no intervalo entre 7 e 9 metros, medido a partir do contato com a Formação Iratí, logo acima do siltito cinza da base. No topo da seção não ocorre calcita, muito comum nos afloramentos e minas no norte da área de afloramentos da Formação Corumbataí na região.

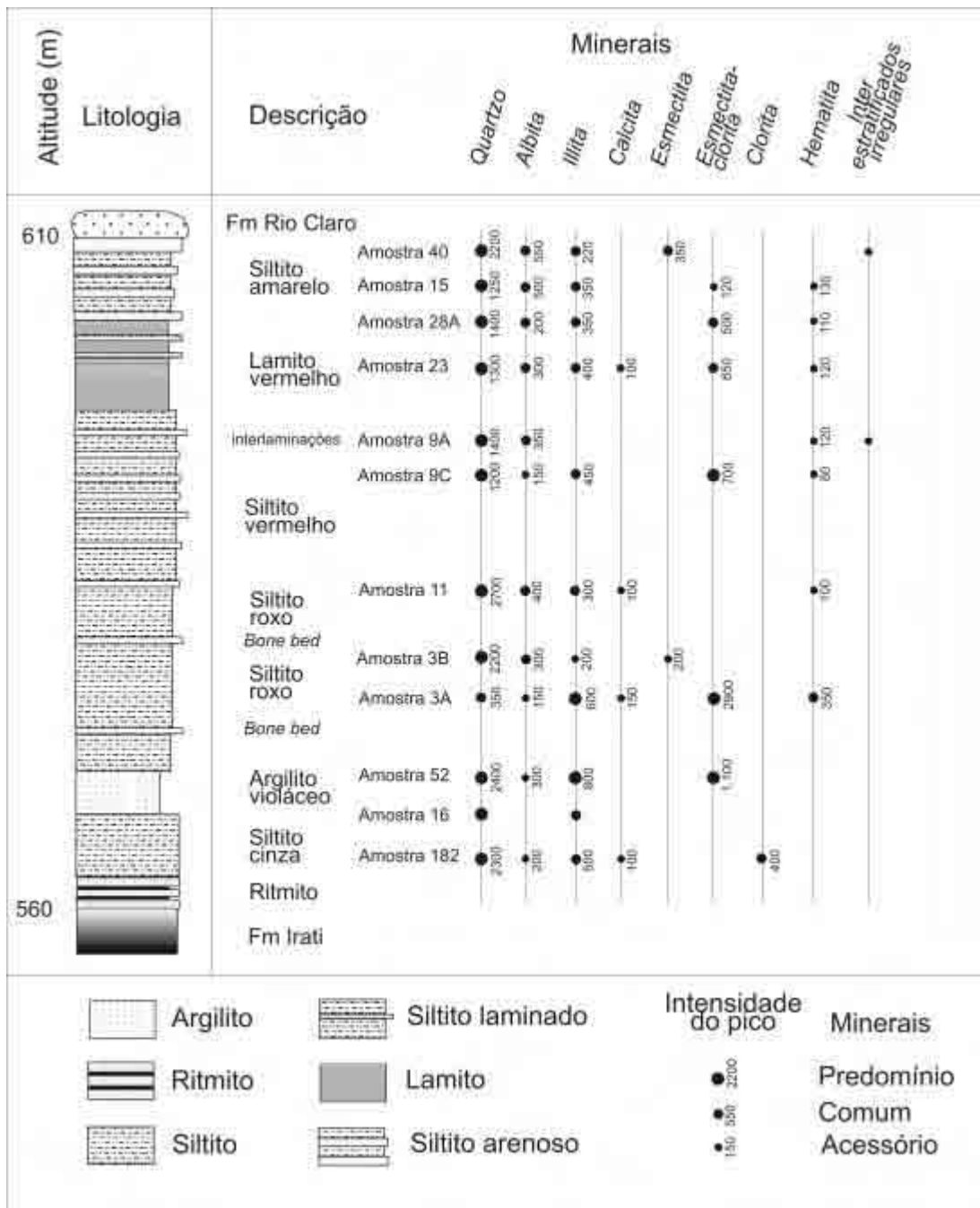


Fig. 5.3: Seção colunar simplificada com os principais intervalos e os minerais mais abundantes. As dimensões dos pontos que indicam a presença dos minerais estão associadas à intensidade do pico diagnóstico desses nos difratogramas resultantes da análise com as amostras.

Outra característica utilizada na distinção de cada um dos intervalos é sua resistência mecânica, que independe da posição vertical numa mesma frente de lavra. Isso implica que não se trata de alteração superficial, pois do contrário as camadas mais superficiais, e portanto mais alteradas, seriam aquelas

com menor resistência, o que nem sempre ocorre. O tipo e a quantidade relativa de cimento condicionam de forma significativa a resistência mecânica da rocha ao golpe do martelo e, portanto, à moagem dessa no beneficiamento industrial.

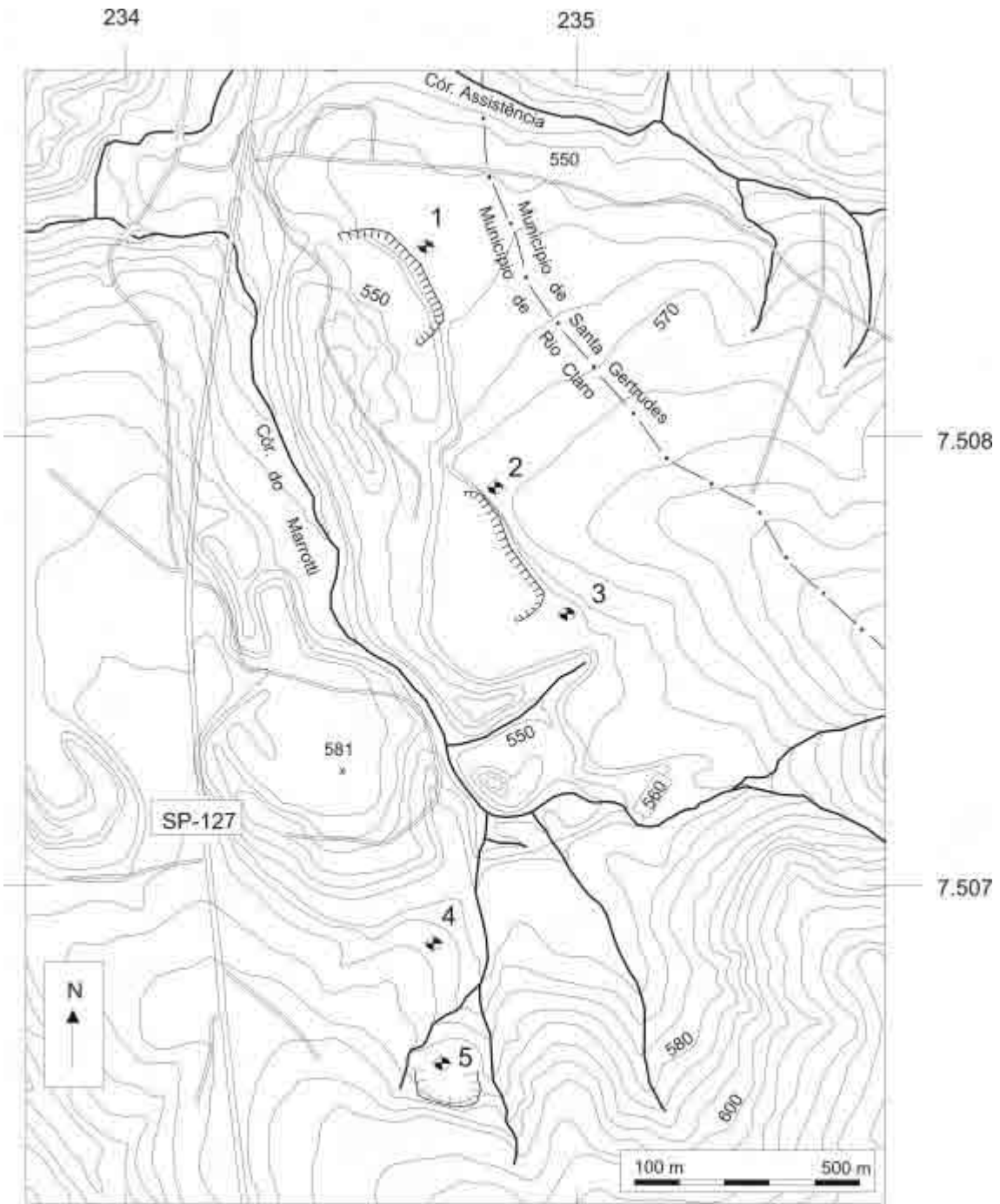
Para a determinação de alguns dos componentes foi necessário mais de um método de análise, pois as suas dimensões nem sempre permitiram a sua determinação em microscópio. Além disso, a análise dos difratogramas também se revelou insuficiente quando dissociada da petrografia; alguns argilominerais apresentam padrões de difração muito semelhantes entre si, o que pode gerar interpretação errônea.

As camadas de siltito maciço arroxeadado são sempre muito resistentes. Mas há também tipos bem laminados, de coloração amarelada, aparentemente arenosos, que apresentaram elevada resistência nos ensaios de laboratório (resíduo de moagem). Nesses casos a sua resistência não se deve ao cimento ferruginoso, ou mesmo à coesão proporcionada pela compactação de sedimentos argilosos, pois o percentual de matriz nesse litotipo é sempre muito pequeno; Os siltitos maciços de cor roxa apresentam essa característica graças ao cimento presente, provavelmente feldspático. Depreende-se que este seja o principal mineral do cimento, pois o produto de alteração é bastante friável, esbranquiçado.

Esses e outros fatos observados nas frentes de lavra da mina fazem parte da descrição das unidades, feita com base em suas características litológicas, desde a escala de afloramentos até a microscópica. Cada ponto de coleta de amostras foi descrito em perfil para controle do posicionamento das amostras. Dentro da área de pesquisa foram feitos perfis em 5 diferentes pontos, cujas coordenadas geográficas em UTM (unidade métrica) encontram-se no quadro da Fig. 5.5 a seguir.

O enfoque na descrição de suas feições texturais, mineralógicas, de estruturas sedimentares e processos diagenéticos atuantes tem por objetivo diferenciar os litotipos verticalmente na seção amostrada. Os outros fatores definidos nos ensaios de laboratório foram agrupados quando relevantes na caracterização desses litotipos, por exemplo, o resíduo de moagem.

O mapa com a localização dos pontos, com curvas de nível de 5 em 5 metros e principais vias de acesso pode ser visto na fig. 5.4, modificado a partir da Planta Topográfica “Córrego de Assistência” (SF-23-Y-A-IV-2-NE-A).



LEGENDA

Ponto de Perfil  4 Frente de Lava 

Fig. 5.4: Mapa planialtimétrico dos locais de perfilagem das frentes de lava e dos acessos aos pntos de coleta de amostras. A área é composta por um complexo de cavas de onde são explotados calcários, desde a década de 70, e mais recentemente as argilas para a indústria cerâmica. Modificado de São Paulo (1979).

Fig. 5.5: Quadro com as coordenadas dos pontos de coleta de amostras.

Ponto	Coordenada Leste	Coordenada Norte
1	234.670	7.508.420
2	234.820	7.507.900
3	235.030	7.507.510
4	234.640	7.506.850
5	234.750	7.506.450

5.1. Descrição dos litotipos

Com os resultados de campo e de laboratório foram discriminadas sete unidades litológicas principais, ainda que algumas delas não tenham significado regional, ou mesmo importância econômica relevante, pelo fato de não ser possível sua separação durante a etapa operacional de lavra. As unidades (intervalos) discriminadas ao longo do perfil na área estão assim dispostas, da base para o topo:

- ?? Ritmito amarelado;
- ?? Siltito maciço cinzento;
- ?? Argilito maciço violáceo;
- ?? Siltito roxo maciço;
- ?? Siltito vermelho;
- ?? Lamito vermelho;
- ?? Siltito laminado amarelado.

A caracterização textural (distribuição granulométrica) associada à análise da composição mineralógica dos constituintes da matriz possibilitou a descrição detalhada de cada uma das unidades.

5.1.1. Ritmito amarelado

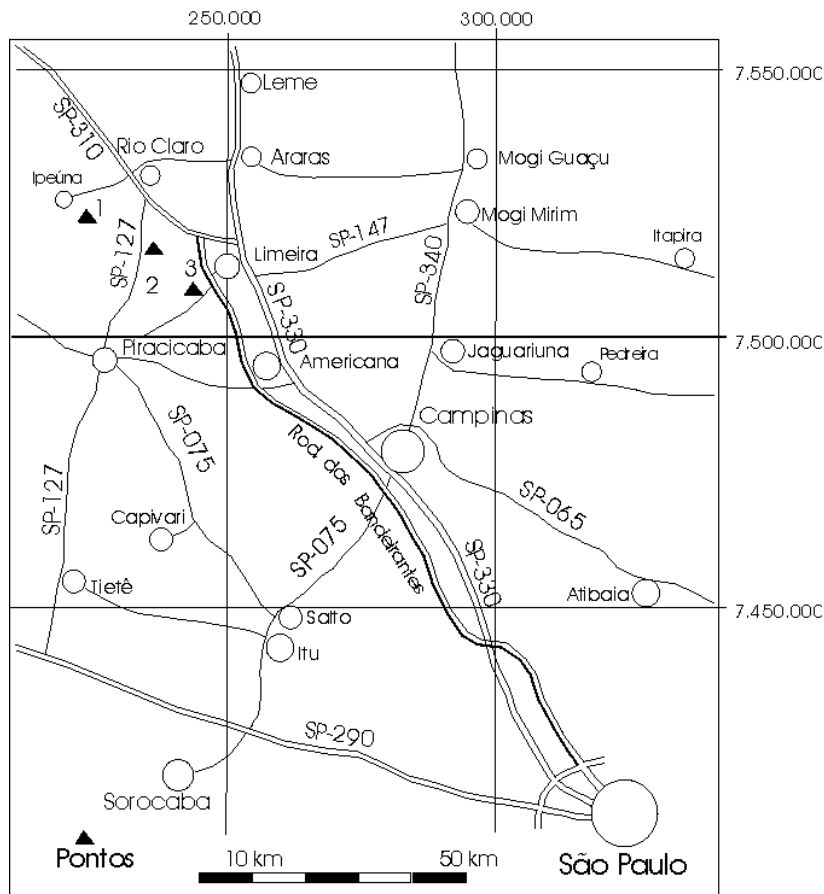
Esse intervalo, com espessura de cerca de dois metros, foi observado em alguns pontos da área de estudo, e se estende para outras áreas conforme exposição citada por Toledo et al. (1997) em Ipeúna, na mina do Calcário Bonança.

A elevada consistência desse ritmito deve-se ao cimento ferruginoso precipitado durante a sua consolidação, que posteriormente se transformou em óxido de ferro (hematita, identificada por DRX). No topo da pedreira de calcário da Partecal (ponto 1 da fig. 5.6) em Assistência o ritmito está bem preservado e foi possível observar suas relações de contato, feições e estruturas internas; a interlaminação de porções claras e escuras representa a ciclicidade do processo atuante durante a sua deposição, selecionando frações limpas de material detrítico fino em lâminas, que são separadas entre si por “filmes” de material argiloso, que foram impregnados por cimento ferruginoso posteriormente.

A cor amarela, adquirida pela exposição às condições superficiais, foi o resultado da transformação da hematita em hidróxido de ferro (goethita). Uma feição marcante nesse ritmito é a presença de uma brecha intraformacional com microclastos de siltito, angulosos, imersos em matriz argilosa, com sinais de pequena movimentação lateral (figs. 5.7a e 5.7b). Fraturas não penetrativas, preenchidas por calcita, foram observadas na base do ritmito. As características dessas fraturas indicam ocorrência de sismos durante a sua deposição, o que ainda depende de estudos mais detalhados de outras feições que reforcem a hipótese.

As variações na composição que ocorrem nessa litofácies afetam tanto a matriz de argilominerais quanto os minerais acessórios presentes no arcabouço. Na mina do Calcário Cruzeiro, em Limeira (Ponto 3 da fig. 5.6), o ritmito apresenta coloração escura, em tons entre o cinza e o preto. Essa coloração deve-se à presença de argilominerais do grupo da clorita na matriz (chamosita), grafita, magnetita e caoíta (*chaoite*) entre os acessórios (DRX).

A presença desses dois minerais, constituídos essencialmente por carbono, deve-se em parte pela quantidade de matéria orgânica dos folhelhos subjacentes, pertencentes à Formação Iratí, que teriam migrado para essa camada basal da Formação Corumbataí, por influência das intrusivas básicas que estão muito próximas ao local. O *siil* de diabásio que se alojou no pacote de rochas sedimentares da região, elevou a temperatura a ponto de “maturar” os compostos orgânicos ali presentes. Na sua ascensão, os fluidos contendo os compostos orgânicos vieram a se acumular nessa camada. Na pedreira da Stavias o diabásio está posicionado entre as duas unidades.



- 1 = Mina Bonanza
- 2 = Mina Partezani
- 3 = Mina Cruzeiro

Fig. 5.6: Locais de ocorrência do ritmito na interface das formações Corumbataí e Iratí.

Ressalta-se que essas variações mineralógicas do ritmito são pouco significativas na sua identificação visual; a feição mais marcante é a sua elevada consistência, em conjunto com a ritmicidade milimétrica, pouco comum entre os litotipos que compõem o topo da Formação Iratí. Essa estrutura reflete as condições de formação e facilita sua identificação em campo.

Na mineração de Calcário Partezani em Assistência (ponto 2 da fig. 5.6) foi coletada amostra do mesmo ritmito, cuja composição mineralógica apresenta algumas peculiaridades, principalmente no que se refere às lâminas escuras. Nesse local ocorre variação lateral no ritmito: em uma distância de poucas dezenas de metros. Tipos avermelhados, de elevada consistência, passam para tipos menos coesos, de coloração mais clara. Nos primeiros a cor vermelha deve-se à hematita enquanto que nos tipos mais claros constatou-se pequeno teor em

cimento. Nesse ponto a alternância entre lâminas mais ou menos ricas em cimento é o que marca o ritmo (fig. 5.7c).

Além do cimento ferruginoso foram observados outros minerais que compõem a brecha, entre eles argilominerais como a esmectita-clorita, a calcita (Fig. 5.7d) e albita autigênica. Os dois últimos ocupam espaços intergranulares, marcadamente a porosidade secundária gerada por dissolução de componentes originais, como indicam feições microscópicas de sua petrofábrica.

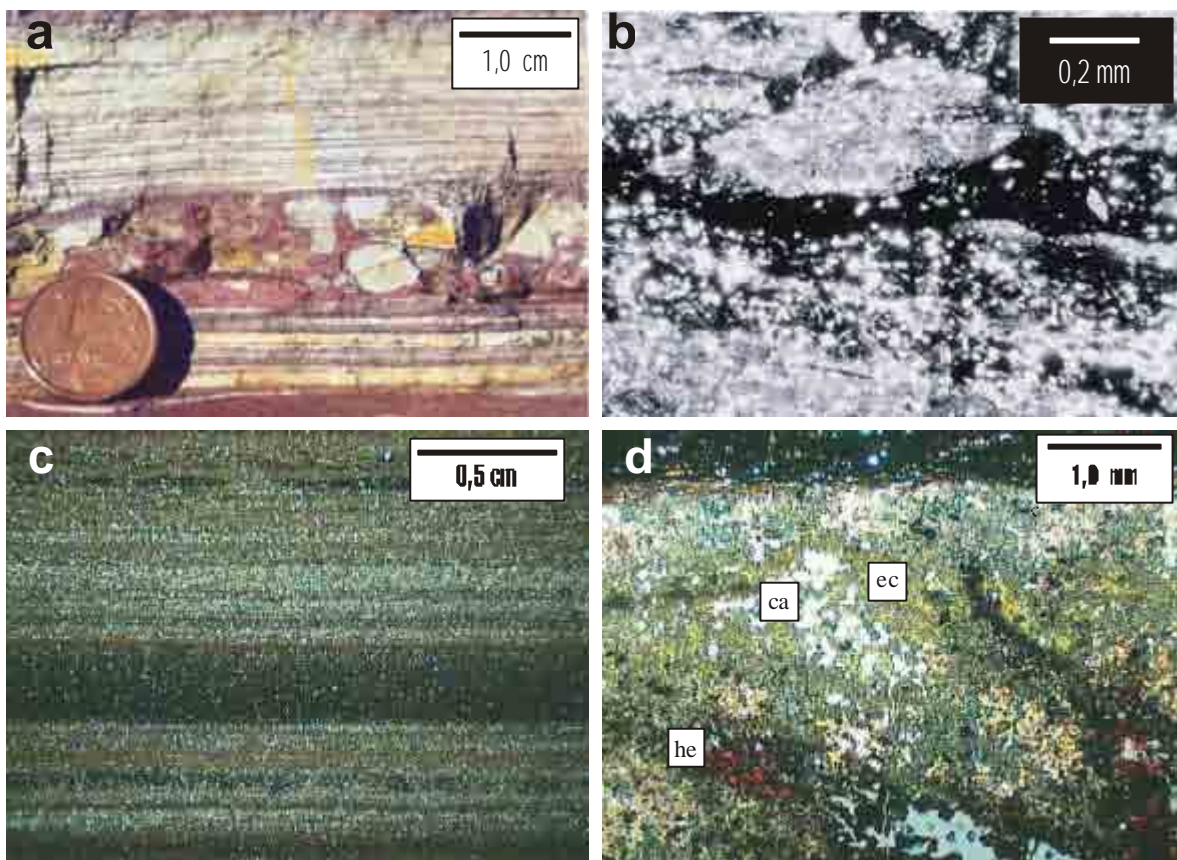


Fig. 5.7: Fotografia e fotomicrografias do ritmo em diferentes escalas. a) Brecha intraformacional. Observar os microclastos envoltos por hematita neoformada; b) Fotomicrografia da brecha em nicóis cruzados. c) laminação do ritmo em detalhe onde as lâminas mais escuras representam hematita (em preto) e as lâminas com matriz de illita (em cinza) se alternam às lâminas com predomínio de grãos detríticos (tons mais claros); d) Detalhe da brecha. Os minerais identificados por análise petrográfica e difratométrica são: ca = calcita, ec = esmectita-clorita e he = hematita.

As lâminas claras são compostas de grãos de quartzo e feldspato na fração silte, com illita na matriz, que provavelmente fazia parte do sedimento

original mas, também formou-se durante a diagênese. Essa origem secundária fica evidente sob o microscópio, onde assume orientação ótica em duas direções de extinção (em nicóis cruzados). Os cristais de illita apresentam disposição em um arranjo ondulado, que melhor distribui as pressões de compactação a que as rochas foram submetidas ao final do soterramento. Na porção escura predominam a hematita e argilominerais como cimento e matriz da rocha, respectivamente. Ao que parece esse material ferruginoso parece ter substituído algum mineral originalmente presente; ou simplesmente ter-se infiltrado ao longo dos limites interlaminares.

O aspecto geral do ritmito é de uma rocha rica em componentes detríticos, com laminação bem marcada por ciclos deposicionais de alta freqüência, que teve seus minerais substituídos durante processos diagenéticos, em função de sua composição original muito reativa, ou mesmo pela posição que ocupou durante as intrusões de rochas básicas.

Próximo à base do ritmito foi observada uma brecha intraformacional com microclastos angulosos imersos em matriz ferruginosa. A substituição como processo marcante na configuração final dessa camada fica mais evidente pela diversidade de minerais presentes na brecha em seus diversos pontos de ocorrência. Em uma lâmina de seção delgada foi observado um grão de feldspato detrítico substituído parcialmente por calcita (figs. 5.8 a,b).

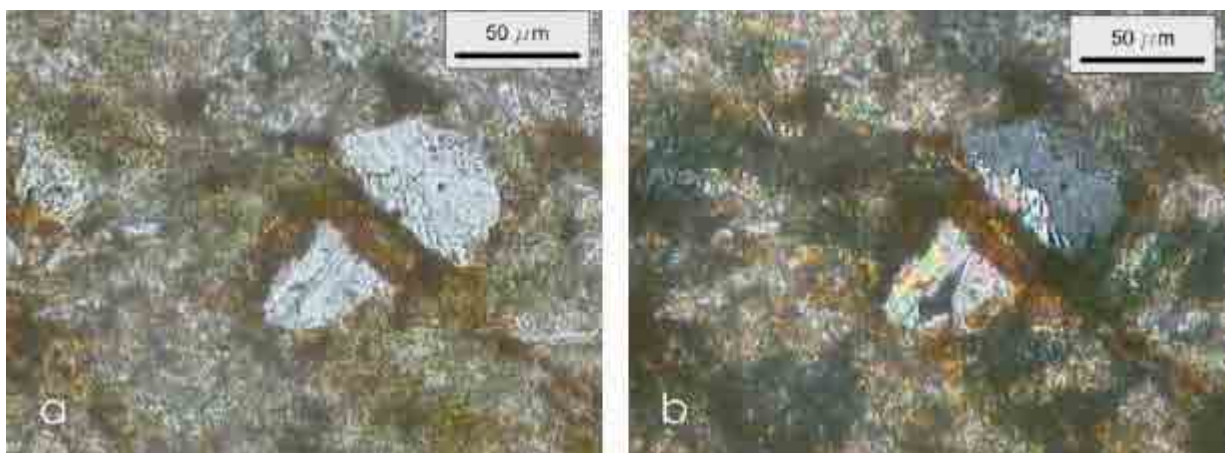


Fig. 5.8: Fotomicrografias do ritmito. a) Grãos envoltos por cimento, de natureza calcífera e ferruginosa (nicóis paralelos); b) Sob nicóis cruzados foi possível notar a substituição do feldspato (em cinza) por calcita (cores claras).

A brecha apresenta cerca de dois centímetros de espessura e está sempre associada ao ritmito, que marca a passagem dos folhelhos da Formação iratí para os siltitos da Formação Corumbataí na região de Rio Claro, conforme descreveram Bernardes et al. (2004). Essa camada se avista, geralmente no topo das bancadas de onde se explotam os calcários dolomíticos. As microfieções da brecha nesse ponto indicam deposição de lamas carbonáticas, comuns em ambientes costeiros lagunares.

Rohn (1998) atribuiu o elevado teor de minerais detríticos dessa camada de ritmito à proximidade da paleoborda da bacia. A exposição subaérea, ao final de sua deposição, que proporcionou o ressecamento da camada argilosa resultando na brecha intraformacional, é mais uma evidência da condição de proximidade da paleoborda, posição ocupada pelo sítio deposicional no Permiano. Essa proximidade gerou outras fieções sedimentares observadas nesse intervalo da seção que se encontram descritas adiante.

As soluções conatas hipersalinas geradas nesse ambiente, em reação com os sedimentos finos que chegavam à bacia, foi responsável pela precipitação de minerais de cimento dos quais ainda não se tem registro. Durante os ciclos mais secos não se descarta a possibilidade de ter ocorrido precipitação de sais junto aos sedimentos, mas que aparentemente não ficaram preservados devido às transformações que se seguiram.

De qualquer forma, as primeiras transformações desse cimento original deve ter ocorrido às expensas desses minerais, processo que seguramente gerou zeólitas; analcima foi descrita em sedimentos do Cretáceo e do Terciário por Aoyagi & Kazama (1980), que segundo os autores dá origem à albita, no mesmo pacote de lamitos, em profundidade. A analcima ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) é um dos prováveis minerais precursores da albita identificada no cimento do ritmito.

A transformação de analcima em albita depende da perda de água, assim como da presença de sódio nas soluções conatas, em quantidade suficiente para ocorrer sua precipitação logo no início da diagênese. Após a desidratação de lamas a circulação de fluidos fica restrita em sedimentos dessa natureza.

O pico de 3.22 Å (angstroms), atribuído ao feldspato, normalmente bem mais baixo do que o do quartzo nessas rochas, alcança quase 1.000 pontos de

intensidade no difratograma desse material, enquanto que o do quartzo não chega a 500 pontos (fig.5.9). Essa diferença entre a intensidade dos picos afasta a possibilidade de cimentação por sílica nesse caso.

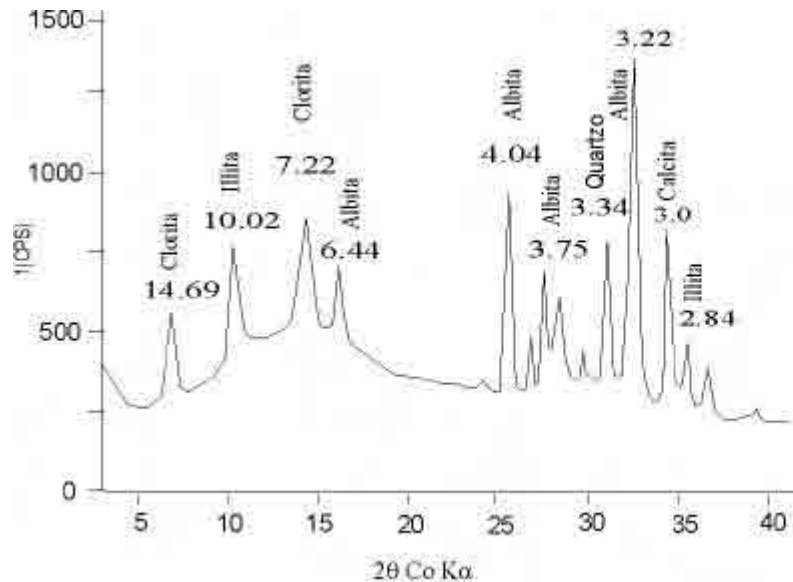


Fig. 5.9: Difratograma de material esbranquiçado presente na brecha, com pico diagnóstico da albita com $d = 3.22 \text{ \AA}$.

Ocorrências de fósseis nessas camadas estão mais representadas na base desse horizonte. Toledo et al. (1997) identificaram carapaças articuladas de crustáceos em camadas desse mesmo intervalo, em mina próxima de Ipeúna (Calcário Bonanza). Em Rio Claro, na mina da Partecal de Assistência também foram observados fragmentos de crustáceos com substituição por óxido de manganês, além de escamas com substituição por calcita, nessa porção basal da Formação Corumbataí.

Para Suguio (2003) siltitos com laminação plana podem se formar por tração de finos em fase de leito plano do regime de fluxo inferior (abaixo da velocidade crítica de formação das marcas onduladas); ou ainda por decantação a partir de suspensão e neste caso mostram gradação interna das lâminas individuais. Johnson & Baldwin (1996) atribuem a gradação interna em lâminas ao fluxo gerado por tempestades, alternado com decantação de argila em suspensão nos períodos de águas calmas, nas porções distais das plataformas paleozóicas.

O contato do intervalo de ritmito com os siltitos maciços sobrepostos é abrupto, marcado pela substituição da estrutura rítmica pelo acamamento maciço. Localmente o ritmito grada para siltitos arenosos com freqüentes bioturbações.

A cor escura do ritmito se deve à composição do cimento ferruginoso. Nos siltitos o cimento é predominantemente feldspático. Próximo ao contato entre os dois litotipos, ocorrem lentes de silito arenoso (areia muito fina), com microlaminação cruzada, indicativas de fluxo direcional. O ambiente deposicional dessa transição foi de águas relativamente rasas, próximas da borda da bacia, como indicam todas as estruturas preservadas.

5.1.2. Silito maciço cinzento

Siltitos com elevada maturidade textural (muito pouca matriz e grãos com dimensões de silte médio, bem selecionados) de coloração cinzenta e acamamento incipiente desenvolvido por finíssimas interlaminações de silte grosso, foram descritos em diversos trabalhos feitos na região (Masson, 1998; Christofolletti, 2002; Almeida et al., 2002) e apresentam expressiva representação regional. A semelhança entre esse material e as camadas atribuídas à Formação Serra Alta, em Santa Catarina, foi motivo de controvérsia nos primeiros estudos realizados na área. A interdigitação entre Serra Alta e Corumbataí foi uma das hipóteses levantadas por Almeida et al. (2002) no empilhamento estratigráfico do Grupo Passa Dois, na borda nordeste da Bacia do Paraná.

A distribuição granulométrica obtida nos ensaios realizados com amostras do Silito cinza é muito pouco variável, sempre oscilando em torno de números muito próximos da média, com predomínio de clásticos finos (silte) e teores muito baixos de argila, como se verifica no diagrama da fig. 5.10 a seguir.

A referência que se faz a esse litotipo traz sempre alguma conotação sobre sua elevada resistência mecânica. Conforme observação ao microscópio, esse silito de coloração clara, posicionado na base da Formação Corumbataí, deve sua consistência principalmente ao cimento que preenche o espaço intergranular da rocha. A espessura desse intervalo é de 2 a 3 metros, descrito em quase todas as minas exploradas no Pólo Cerâmico de Santa Gertrudes. Segundo Christofolletti (2003) esse pacote sofre um afinamento para o norte.

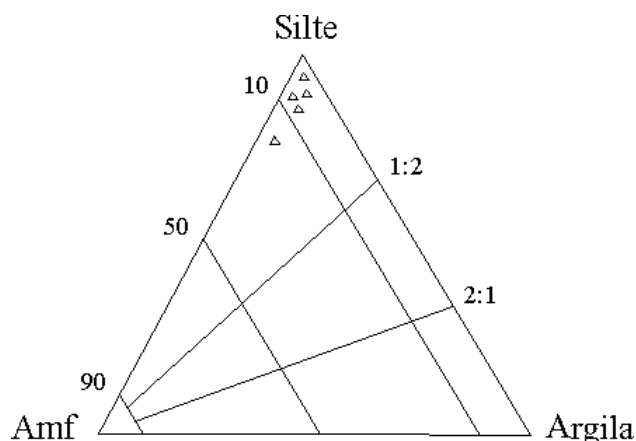


Fig. 5.10: Classificação textural das amostras de siltito cinza selecionadas para a realização dos ensaios. Notar a elevada concentração dos resultados em torno da fração silte (elevada maturidade).

O mesmo siltito cinza também foi observado nas minas próximas da Partezani, como na Sartori e na Paraluppi. Nestas últimas a sua espessura foi medida e os valores encontrados confirmam a sua continuidade lateral a partir da mina Partezani, onde os trabalhos de levantamento altimétrico para verificação de cotas foram detalhados. Na mina Cruzeiro, apesar de pequenas diferenças com relação à coloração (mais escuro), o mesmo intervalo de siltito maciço, da porção inferior da unidade, está presente. No topo da mina de Calcário Partecal em Assistência, esse litotipo apresenta-se bem visível e destaca-se pela homogeneidade na coloração (fig. 5.11a). Nesse local as variações na cor referem-se a tonalidade de cinza claro e cinza esverdeado, dispostos lateralmente.

Esse intervalo é constituído pela intercalação de lâminas de coloração cinza claro (espessuras variando de poucos milímetros a 2 cm) e camadas cinza escuro (espessuras de 5 a 20 cm), com filmes de coloração ocre separando essas camadas, geralmente associados a material na dimensão areia muito fina (fig. 5.9b). Estratificação plano-paralela é a estrutura predominante com acamamento ondulado e estrutura linsen subordinadas. Microlaminações cruzadas nas lentes claras de material na dimensão de silte grosso também foram observadas.

A elevada maturidade textural e a predominância de estruturas sedimentares relacionadas a retrabalhamento por ondas sugerem que a sedimentação ocorreu em águas agitadas e de pouca profundidade. Nóbrega & Lima Filho, (2003) e Branner (1904, apud Suguio, 2003) descrevem cimentação

precoce em rochas formadas sob condições análogas (i. e. águas rasas de elevada salinidade). Esse processo parece ter favorecido a preservação do feldspato detrítico nessas rochas, uma vez que mesmo tendo chegado inalterado, em ambiente aquoso oxidante poderia ter se alterado para caulinita. Os minerais identificados em amostra desse intervalo (DRX) foram o quartzo, albita e argilominerais em algumas das amostras, como a illita e esmectita (fig 5.12).

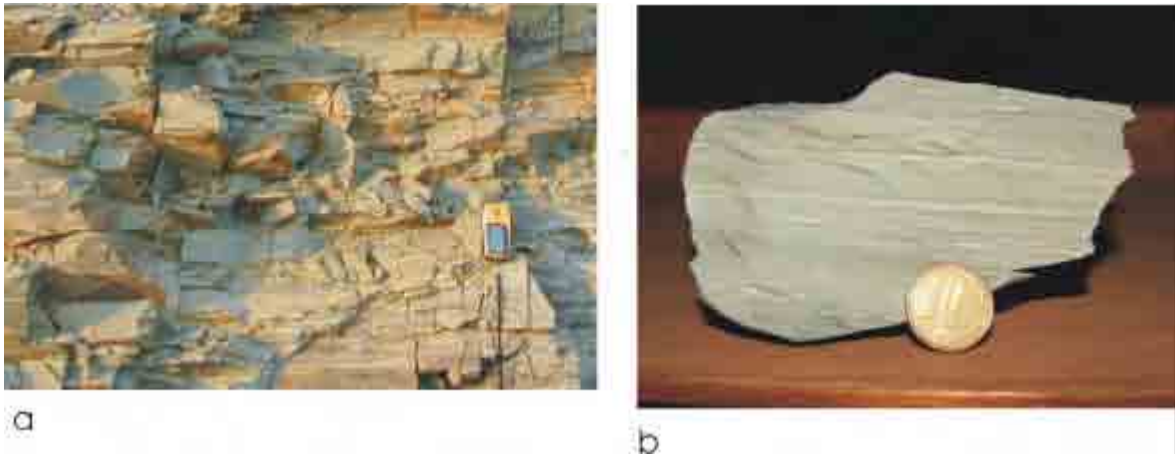


Fig. 5.11: Fotografias do siltito cinza maciço: a) presente na base da seção, na mina Partezani, onde foi descartado até recentemente como material impróprio para a indústria cerâmica. GPS de escala; b) detalhe das lentes e lâminas de coloração mais clara que apresentam granulação mais grossa, na amostra 182 de siltito cinza, coletada no local da foto ao lado. Moeda de dez centavos na escala.

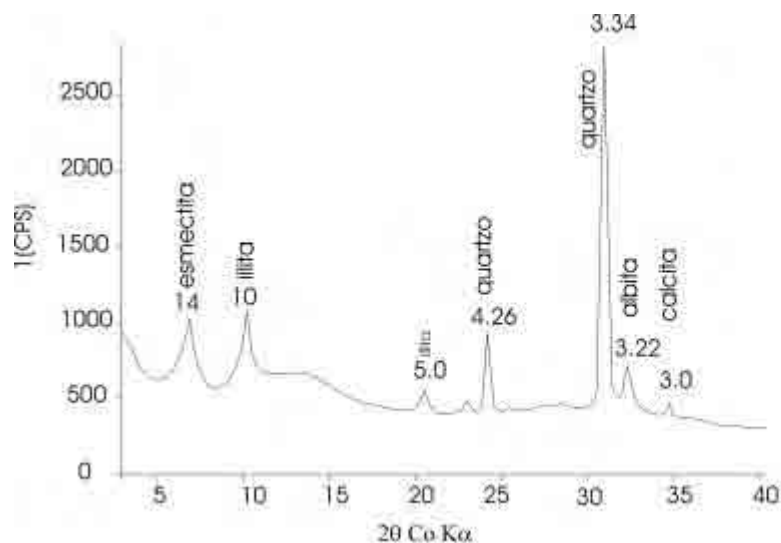


Fig. 5.12: Difratoograma da amostra 182 de siltito cinza. Notar a simplicidade mineralógica da rocha, com quartzo, esmectita e illita (matriz) e calcita (cimento).

No microscópio petrográfico observa-se arranjo (*fabric*) grão-suportado com empacotamento normal, em rocha com predomínio de grãos detríticos (75% em média). Quartzo e feldspato são os principais constituintes do arcabouço, bem selecionado, em dimensões entre 30 e 40 μ m, sub arredondados. A estimativa de que o feldspato seja freqüente entre os detríticos foi feita com base na presença de diversos grãos com geminação polissintética entre eles, mas no geral a sua dimensão não permite identificação mais segura.

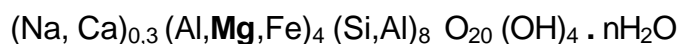
Contatos suturados entre grãos foram observados nas lâminas de granulação mais grossa (areia muito fina). Muscovita foi observada, numa proporção de 3% a 4%. Pontuações de opacos (provavelmente magnetita) e acessórios também foram observados. A matriz ocorre como constituinte subordinado, bem distribuída, ocupando em geral 15% da rocha, caracterizada por cristais de illita (5-10 μ m), esmectita e provável clorita (DRX). Calcita intergranular compõe parte do cimento em nucleações; o restante, que se distribui regularmente é formado por mineral com baixa birrefringência (cinza de 1ª ordem), que pode ser quartzo ou feldspato. O cimento constitui no total cerca de 12% da rocha.

Ensaio em escala experimental, realizados com esse material, apontam para matéria-prima de boa qualidade, devido a sua propriedade de baixar a temperatura de sinterização na queima. A elevada resistência mecânica do silito cinza, com respeito ao golpe do martelo, fato apontado por Almeida et al. (2002) e Christofolletti (2003), e que foi confirmada no ensaio de moabilidade (elevado resíduo de moagem), se constitui num fator limitante para o seu emprego na indústria cerâmica.

Ainda não se sabe se essa resistência pode ser trabalhada previamente em pátios de secagem, por um período de sazonalidade mais prolongado. Esse tratamento poderia não funcionar de forma eficaz, mas enquanto não for resolvido esse problema, o material continua sendo retirado em muitas minas para ser deixado em pilhas de rejeito.

Em trabalho de caracterização das rochas da Formação Corumbataí, Christofolletti (1999), Almeida et al (2002) e Christofolletti (2003) encontraram teores de magnésio (MgO) em amostras de silitos maciços, presentes na base das bancadas (minas Cruzeiro e Paraluppi) na faixa de 3% a 5%; A presença de

esmectita (DRX) nessa rocha aponta esse argilomineral como principal fonte do magnésio, dada sua fórmula:



Não se descarta, porém, a clorita como outro provável mineral magnesiano presente nesses estratos basais, descritos em cores entre o cinza e o verde.

Yamamoto et al. (2004) observaram camadas de siltito cinza na base da Formação Corumbataí nas proximidades de Ipeúna, com teor muito baixo de magnésio (0,34%) e elevados teores em sílica (81,5%), em ensaios realizados na mesma camada. De modo semelhante ao que foi observado na mina em Assistência, os siltitos acinzentados são bem selecionados, contendo muito pouca argila (teor em Al_2O_3 de apenas 2,96%).

5.1.3. Argilito violáceo

O intervalo de argilito violáceo é bastante uniforme em seu aspecto visual, com cores claras e estrutura maciça. Nos pontos de ocorrência sua alteração era mais acentuada que no intervalo anterior. Outra característica marcante em amostra de mão é a untuosidade ao tato. A presença de elevada proporção de argilominerais em partículas muito finas pode ser a razão dessa propriedade tátil, conforme já apontado no capítulo 2.

Em amostras pouco alteradas, na base e nas porções intermediárias desse intervalo, pode-se observar a ausência de qualquer vestígio de estratificação ou laminação mesmo sob lupa de bolso. No topo do horizonte de argilito violáceo a presença de finíssimas interlaminações de silte fino, que separam camadas de 2 a 10 cm de espessura definem uma estratificação incipiente.

A presença de argilominerais interestratificados irregulares de esmectita-clorita, que predomina sobre os outros minerais, explica a inadequação desse material para o uso na indústria cerâmica, pois esse mineral contém água na sua estrutura, que resulta em elevada retração de queima no processo industrial. A análise difratométrica realizada com amostras coletadas em locais de sua ocorrência revelou cinco minerais. Na base do horizonte (amostra 16) foram identificados quartzo, caulinita e illita (fig. 5.13a); na sua porção superior (amostra 52), próximo ao contato com os siltitos arroxeados sobrepostos, o argilito apresenta albita, calcita e esmectita-clorita além daqueles minerais (fig. 5.13b). O

afioramento de onde se coletou a amostra 16 não foi escavado, e esteve sujeito a maior taxa de intemperismo recente, que pode explicar a presença de caulinita. A amostra 52 foi coletada abaixo do piso de uma praça de trabalhos da mina. Parece ter sido aberta uma trincheira para verificação do material, daí o estado de conservação.

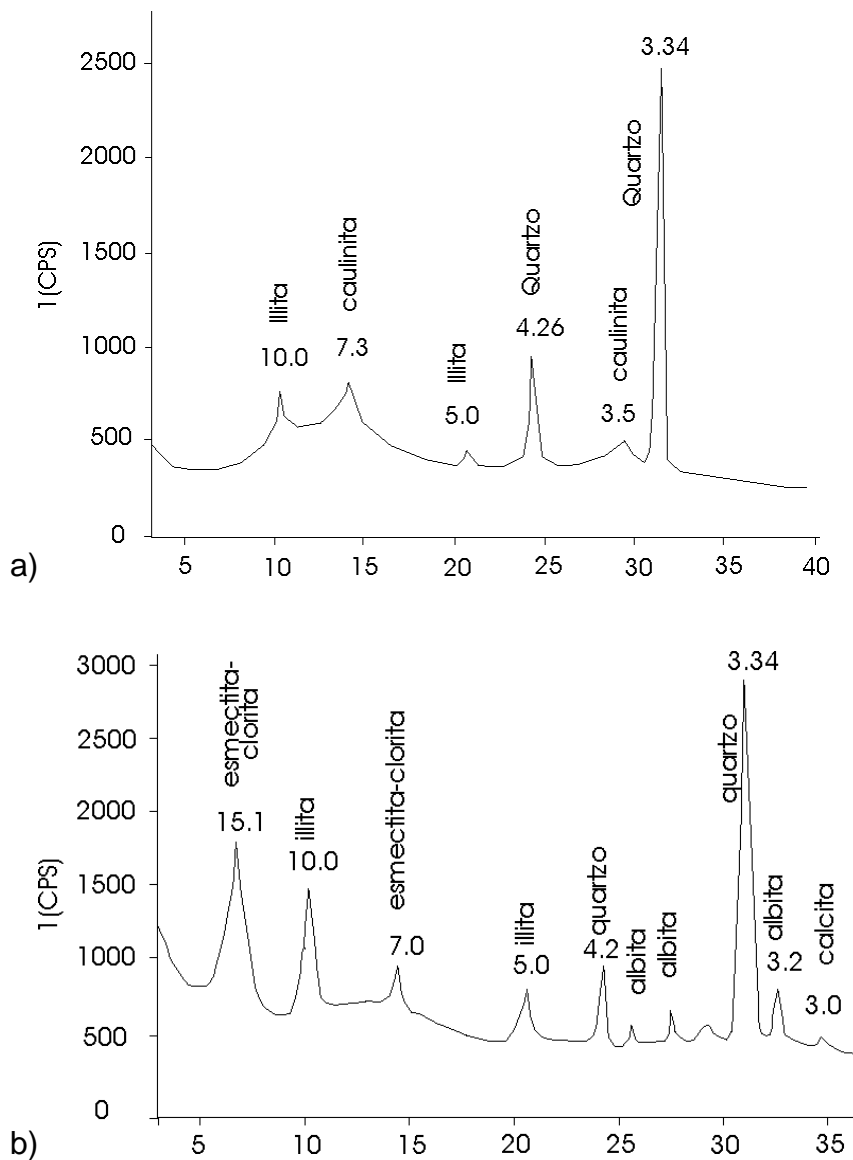


Fig. 5.13: Difratoograma das amostras de argilito violáceo em suas variações: a) na base (amostra 16) em que foram identificados picos de illita, caulinita (produto de alteração) e quartzo e b) no topo (amostra 52), em que se destacam picos de um argilomineral interestratificado irregular (esmectita-clorita), da illita, quartzo, albita e da calcita.

A identificação de um interestratificado regular (esmectita-clorita), foi feita com base no comportamento de seu pico, mediante tratamento (glicolação e queima); na condição natural tem pico entre 14-15.5 Å (angstroms) que se expande e passa a apresentar pico entre 14-18 Å após tratamento com etileno-glicol, segundo tabela em Starkey et al (1984 apud Hardy & Tucker, 1988).

A clorita foi observada em rochas da Formação Corumbataí por Ramos & Formoso (1975) como argilomineral subordinado. Segundo os autores a montmorillonita e a illita foram os argilominerais mais comuns encontrados, e a esmectita e a clorita eram mutuamente excludentes nas amostras estudadas.

Em rochas sedimentares a clorita é um componente menor embora comum, algumas vezes ocupando os interstícios de origem detrítica, outras como mineral autigênico, resultado da diagênese de illita pela entrada de Mg na sua fórmula durante a diagênese (Hillier, 1993). A transformação de um argilomineral em outro passa pelos interestratificados, dificilmente identificados por DRX.

Quanto ao resultado do ensaio de separação das frações silte-argila (não apresenta areia) foi observada floculação recorrente, após inúmeras trocas da água deionizada. A matriz predomina numa razão de 70 a 80% do total da rocha, com relativa dispersão dos resultados interamostra (fig. 5.14). A fração argila é sempre muito superior aos índices encontrados nos outros intervalos estudados, podendo atingir até 90% do total. A média obtida a partir dos ensaios foi de 85% de fração argila.

O baixo conteúdo em cimento, que se deduz da falta de coesão do material, pode ser causa da impermeabilidade original do sedimento, que teria impedido a percolação de fluidos durante a eodiagênese. A profundidade das águas também pode ter propiciado condições desfavoráveis para a precipitação de cimento precoce.

A dificuldade de reconhecimento das estruturas internas e de outras feições microscópicas do argilito deve-se à sua fragilidade, fator limitante na obtenção de lâminas de seção delgada desse litotipo. A observação de amostras de mão revelou estrutura maciça predominante e ausência de restos fósseis; A falta de bons afloramentos ou de frente de lavra com exposição desse litotipo, no entanto, depõem contra quaisquer conclusões mais apressadas sobre o mesmo.

Em uma frente de lavra da Partecal em Assistência, o argilito violáceo está exposto em função dos trabalhos de decapeamento da mina de calcário em

atividade. Neste ponto encontra-se intensamente fraturado, configurando uma brecha (fig. 5.15) com extensão lateral de quase vinte metros. Essa ocorrência coincide espacialmente com lineamento (traçado em mapa na escala de 1:10.000) de direção E-W, na porção norte da área de afloramentos das cavas de Assistência.

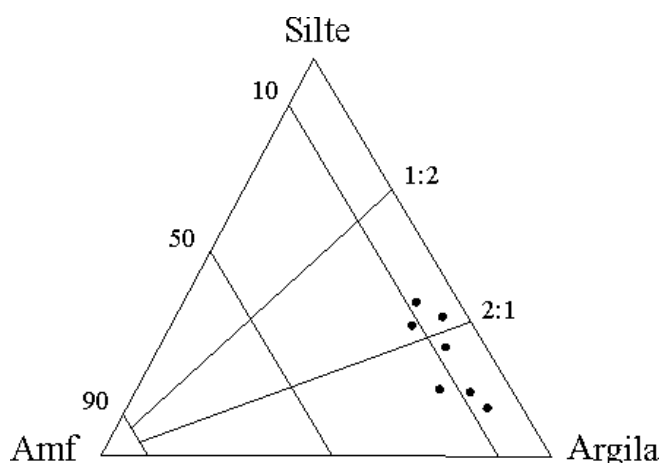


Fig. 5.14: Classificação textural das amostras de argilito violáceo, que foram submetidas ao ensaio de separação das frações silte e argila. Notar a distribuição mais espalhada que aquela encontrada para o siltito cinza.

A espessura total desse litotipo é de apenas três metros em média conforme levantamento topográfico de detalhe dos pontos em que aflora, desde sua base até a transição final para o litotipo que se sobrepõe no perfil estudado, formado por siltitos maciços arroxeados. Apresenta continuidade lateral na área de estudo por pelo menos 5 km na direção N-S.

A deposição dessas argilas, com muito pouco silte, deu-se, muito provavelmente em ambiente de águas calmas e profundas, distante da paleocosta, condições que devem ter prevalecido durante uma transgressão. A ausência de cimento, ou pelo menos de calcita, nas duas amostras submetidas à difração também indica condições distais para esse intervalo.

5.1.4. Siltito roxo maciço

Siltitos arroxeados maciços, com laminação incipiente em alguns níveis, definida pela presença de finíssimas intercalações de silte grosso, ou de camadas de coquinas, sobrepõem-se ao intervalo de argilito violáceo. O acamamento

também pode ser evidenciado pelo deslocamento que ocorre mediante o golpe de martelo. A sua elevada resistência diferencia-o do nível de lamitos violáceos, que parece não ter essa mesma resistência, provavelmente devido à ausência de cimento. A principal característica que o diferencia na área de afloramentos da Formação Corumbataí é a sua estrutura maciça em associação à cor escura.



Fig. 5.15: Fotografia do Argilito violáceo na frente de lavra onde se encontra brechado. A amostra coletada para ensaios e DRX foi num local de outra ocorrência.

A hematita é o mineral que confere coloração arroxeadada às rochas. Os nódulos ferruginosos se concentram preferencialmente neste intervalo, com dimensões que variam de submilimétricas a decimétricas.

A classificação textural das amostras do intervalo selecionadas para os ensaios está representada num agrupamento com menor variabilidade que o intervalo de argilito violáceo, concentrando-se no canto superior do diagrama da fig. 5.16 a seguir.

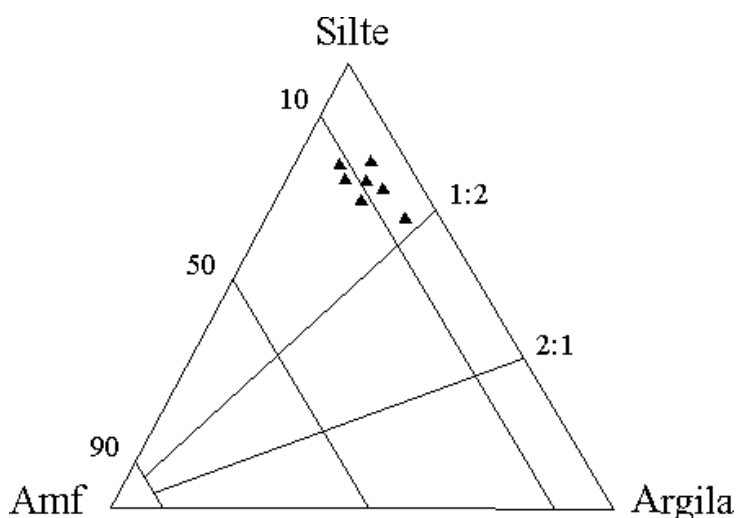


Fig. 5.16: Classificação textural do conjunto de amostras de siltito roxo, coletadas para realização de ensaios. Notar a distribuição mais espaçada que do conjunto de amostras de siltito cinza, com algumas quase no campo dos lamitos.

A espessura desse intervalo é de aproximadamente 7 metros, segundo levantamento topográfico realizado na área de estudo, em Assistência. A cota obtida para o contato com a unidade inferior foi bem definida, pois a passagem marca um limite de fácil visualização em campo, com argilito sendo sucedido por siltito. No contato superior a situação fica mais complicada uma vez que a transição é de siltitos maciços para siltitos intercalados em lamitos. Dessa forma a medida foi tomada com base nas primeiras intercalações mais expressivas de lamitos no siltito arroxeadado maciço.

As variações na coloração das rochas que cortam os horizontes, normalmente estão relacionadas às estruturas (falhas e fraturas) presentes na área, que serviram de conduto para a circulação de soluções. Tais soluções promoveram a lixiviação dos elementos corantes (principalmente ferro) no

decorrer do período entre o final da diagênese e o início dos processos supérgenos (águas meteóricas). Exemplo disso pode ser visto na falha em que o material ficou descolorido ao longo de seu plano (fig. 5.17).

Esse plano de percolação foi observado na frente de lavra da Partezani, em Assistência; em mapa estrutural da área pode-se observar que o ponto de ocorrência da falha corresponde ao prolongamento de um lineamento NE. A medida do plano de falha tomada no local foi de 30° NE com mergulho de 40° para SE. Além da fragmentação da rocha o material originalmente de coloração escura (roxo) tornou-se amarelada.

Segundo Sousa (2003) as falhas que compõem o Alto Estrutural de Pitanga têm a sua gênese associada à reativação de estruturas herdadas do embasamento; O local em que foi observada esta falha fica muito próximo do conjunto de falhas e estruturas que compõem o alto estrutural; a estrutura propiciou, provavelmente, conduto à circulação de águas, que resultaram na transformação dos minerais que dão cor à rocha, na lixiviação de elementos corantes, processo que ocorreu ao longo da área de influência desses planos, numa faixa que no local tem espessura de pouco mais de um metro.

Uma das características do intervalo de siltito roxo maciço é a presença de níveis de *bone beds* que marcam, segundo Simões et al. (1994) eventos de alta energia (tempestades) em ambiente proximal. Nódulos, lentes e camadas contínuas de material ferruginoso também são comuns junto aos estratos desse horizonte. Embora presentes nos estratos dos litotipos sobrepostos parecem concentrar-se aí. A discrepância entre os dados texturais desse intervalo, que revelam elevada razão silte/argila, obtidos nos ensaios de separação por decantação, e a presença de argilominerais predominantes, observada em lâmina de seção delgada, pode ser explicada pelas dimensões dos cristais de illita que chegam a 10 μ m e provavelmente se precipitam junto com a fração “grossa”. Os conceitos de matriz e fração argila não podem ser usados como se tratassem da mesma coisa, ao menos para esse litotipo.

Considerando que esse litotipo apresenta aparente homogeneidade nas suas feições desde a base até a transição para o litotipo sobreposto, foi curioso observar uma tendência de tipos mais ricos em silte na sua porção superior. As amostras coletadas nos dois últimos metros desse intervalo apresentam relação silte/argila mais alta (~0,85) que aquelas que foram coletadas no primeiro metro,

próximo ao “contato” com o intervalo de argilito violáceo (~0,70). Essa tendência pode estar restrita aos afloramentos visitados, nada indica que representem alguma propriedade contínua, mas fica o registro.



a



b

Fig. 5.17: a) Fotografia de uma bancada onde foram tomadas as medidas de direção e mergulho de uma falha na porção inferior do intervalo de Siltito roxo maciço. A fotografia foi tirada após um período de pelo menos 15 dias de exposição das rochas ao intemperismo; b) Observar a coloração mais escura, e ausência de empastilhamento, quando a rocha ainda encontrava-se inalterada.

Nas fotografias da fig. 5.17 pode-se observar o aspecto que o siltito roxo adquire com o intemperismo. As duas fotos foram tiradas no mesmo local, mas na primeira a rocha ficou exposta a 15 dias de intemperismo; na outra de cor num matiz mais escuro fora recém descoberta a dinamite.

Outras feições observadas no siltito roxo maciço, em escala microscópica, estão relacionadas aos eventos de compactação dos sedimentos. A feição de compactação mais evidente sob o microscópio é a completa orientação ótica dos argilominerais da matriz, em especial da illita (fig. 5.18a), que apresenta cristais alinhados em duas direções de extinção que são oblíquas entre si.

A análise petrográfica microscópica revela que, em média 70% a 90% dessas rochas são constituídas por argilominerais num arranjo suportado pela matriz em que flutuam grãos de quartzo e micas na fração silte (30-50 μ m).

A illita predomina entre os minerais da matriz, em cristais (5-20 μ m) com evidências de crescimento diagenético, de brilho amarelado em nicóis cruzados, Além da illita a chamosita é o outro argilomineral, de cor marrom (fig. 5.18b), que compõe a matriz da rocha. Os grãos do arcabouço são escassos (7% a 10%). Como acessórios a biotita, turmalina, zircão e opacos.

Além desses minerais, observados em microscópio, a análise difratométrica detectou um pico de esmectita-clorita em uma das amostras coletadas nesse intervalo.



Fig. 5.18: a) Fotomicrografia de siltito roxo em que se observa predomínio matriz constituída por argilominerais onde flutuam grãos de quartzo. Nicóis cruzados, eixo maior = 2,4 mm; b) Detalhe da mesma lâmina. Observar grãos de quartzo com dimensões de 35 μ m. Manchas escuras correspondem a chamosita, variedade de clorita rica em Fe. Eixo maior da foto = 0,24 mm.

Juntos esses minerais compõem uma assembléia cuja importância está na propriedade cerâmica, constatada nos ensaios realizados com esse material. O siltito roxo constitui um dos principais litotipos utilizados na formulação da massa pelas empresas do pólo. Isso se deve às suas propriedades texturais (grande percentual de partículas na fração silte) e mineralógicas (presença de argilominerais não expansivos na matriz) que juntos representam baixo resíduo de moagem e índice de contração após queima dentro dos limites aceitáveis.

A elevada plasticidade proporcionada pelos argilominerais, a presença de illita como principal componente da matriz, são fatores que proporcionam boa resistência nas peças conformadas (em verde) e bons resultados quanto ao índice de retração após a queima.

A composição mineralógica do siltito roxo, obtida por difratometria (DRX), é bem diferente das demais rochas, dos intervalos anteriormente apresentados: além de quartzo, feldspato (albita), illita, calcita e hematita, a clorita, que foi identificada pelo pico de 7.0 Å (fig. 5.19) e a esmectita-clorita compõem uma assembléia bastante diversificada. No caso da clorita, pela análise de seus picos diagnósticos e dada a composição química dessa rocha, foi interpretada como uma chamosita, membro do grupo das cloritas rico em Fe^{2+} . A coloração marrom desse mineral em seção delgada explica em parte a cor mais escura desse litotipo em relação aos siltitos avermelhados, onde não foi identificado.

Uma outra característica desse material que implica na sua boa qualidade é a baixa proporção de calcita no cimento; teores mais elevados deste mineral poderiam prejudicar a utilização do siltito em processo de queima rápida. Quanto ao cimento, além da calcita e da hematita, também ocorre albita.

No entanto, todos esses minerais constituem uma fração muito pequena do total, o que o torna bastante homogêneo, com grande proporção de minerais considerados essenciais para a sua utilização cerâmica como o quartzo e a illita, principalmente.

A transição do intervalo de siltito roxo maciço para o de siltito vermelho acontece pelo incremento na proporção de matriz argilosa nas interlaminações, formando lentes e lâminas de lamito no siltito.

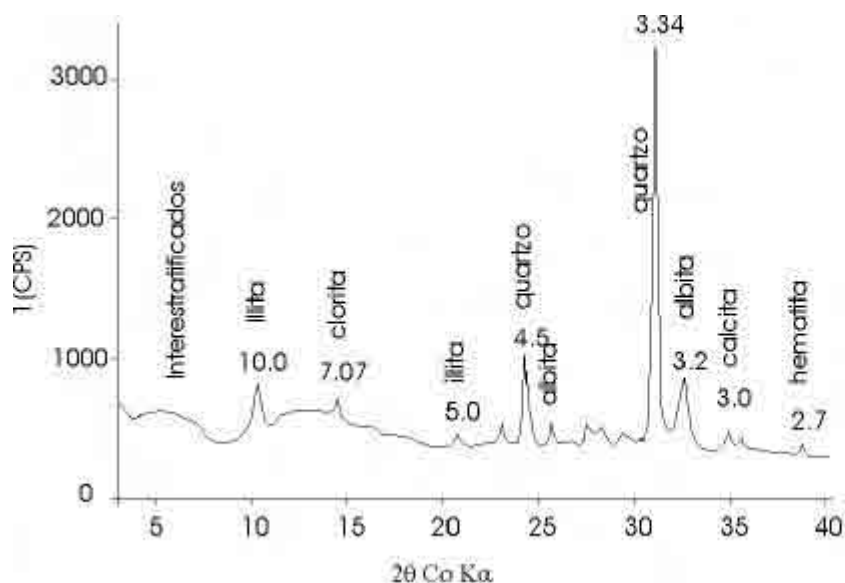


Fig. 5.19: Difratograma da amostra 11, de siltito roxo, coletada na frente de lavra da mina Argipar em Assistência (km 9,5 da SP-127). Foram identificados picos de illita, clorita, quartzo, albita, calcita e hematita. No campo dos argilominerais expansivos apenas uma banda, provavelmente relacionada aos interestratificados.

O contato entre o siltito roxo e as camadas de siltito vermelho sobrepostas é marcado pela mudança na coloração do seu conjunto visto à distância. Além do aspecto referente à coloração do intervalo, a estrutura maciça que predomina no inferior é substituída por estratificação plano-paralela no segundo. A textura também parece refletir essas mudanças, mas nos estratos basais do intervalo de siltitos avermelhados ainda ocorrem siltitos arroxeados intercalados.

5.1.5. Siltito vermelho

O intervalo de siltitos avermelhados é bem visível à distância, ou seja, sua distinção com relação ao intervalo de siltitos arroxeados é mais fácil quando visto de longe. A quebra do talude na área de extração acontece de tal forma que a bancada inferior das minas é constituída por siltitos arroxeados e a superior por siltitos vermelhos, com exceção da Mina Paraluppi (km 11 da SP-127) onde a bancada intercepta o conjunto como um todo. Essa disposição vale principalmente para as minas situadas na parte sul da área de afloramentos da Formação Corumbataí (Cruzeiro, Partezani, Paraluppi).

A extração de material nas minas de siltito foi condicionada pela qualidade dos litotipos o que resultou em sua separação desde as bancadas. Para se obter matéria-prima mais homogênea os mineradores desenvolveram uma mistura, funcional para cada jazida a partir de testes industriais. À medida que avançam na retirada de material, vão se definindo os intervalos operacionais em bancadas próprias. Nas cavas, cada compartimento é lavrado e disposto no pátio de secagem, numa determinada proporção já estabelecida pelos práticos que acompanham o trabalho das pás-carregadeiras. No caso particular dos intervalos de siltito roxo e de siltito vermelho, a mistura dos dois litotipos segue um padrão, uma regularidade, que independe de outros materiais.

Além da cor, a freqüência de interlaminções argilosas marca bem a diferença entre os dois intervalos ou conjunto de rochas. A feição que caracteriza os siltitos vermelhos resulta da variação na coloração dos diferentes estratos, que está relacionada à proporção de matriz das camadas, fato incomum no intervalo de siltitos roxos, mais homogêneo e maciço.

A espessura desse conjunto de siltitos vermelhos com interlaminções heterolíticas é de 15 metros, medida observada nas minas ao redor de Assistência e confirmada em Limeira, na mina Cruzeiro. Os teores obtidos por Christofolletti (2003), para os elementos maiores presentes nessas camadas, apresentam mudanças pouco significativas para diferentes níveis dentro do mesmo intervalo.

Nas minas localizadas perto de Santa Gertrudes, o perfil de exposição apresenta uma configuração um pouco diferente para esse pacote de siltitos vermelhos: Na mina Granunssio e na Incefra o intervalo é mais espesso e indistinto, o que pode resultar da situação dessas minas dentro do pacote da Formação Corumbataí na região. A exposição de camadas que representam o terço médio do pacote, onde se insere, pode ter favorecido a sua representação mais completa nessas minas.

Nas minas posicionadas ao norte e noroeste de Rio Claro, a extração não obedece aos mesmos critérios de individualização dos intervalos referidos. Os níveis interestratificados de material síltico, contendo feldspato e hematita como cimento, gradam para níveis com cimento calcítico, em maior proporção que nas minas ao sul. Masson et al. (2000) descrevem níveis com teores de carbonatos que estão acima da média regional, na mina Tutte. Essa mudança parece estar

associada a processos de substituição diagenética de componentes originais, que teria ocorrido com maior intensidade nas porções superiores da Formação Corumbataí.

A associação do material proveniente das camadas de siltito vermelho e de siltito roxo é a principal mistura utilizada pela indústria cerâmica da região, pelo que foram testados numa simulação de massa ideal, para delimitação de interferências nas propriedades a partir de sua mistura com outros litotipos. Os siltitos vermelhos são considerados mais “refratários” pelos ceramistas, enquanto que o material proveniente dos siltitos arroxeados seria mais “fundente”, numa linguagem que vai incorporando aos poucos, os critérios técnicos exigidos pela indústria. Outros materiais, retirados dos demais intervalos, são misturados sem mudança na qualidade, numa proporção de até 25% (ensaios cerâmicos), sempre adicionados aos dois litotipos.

Na verdade a mistura propicia bons resultados em função da presença de argilominerais predominantemente não expansivos constituintes da matriz dos siltitos arroxeados, e de material de carga (desplastificante) inerte nos siltitos avermelhados, material finamente particulado. As amostras que apresentaram esmectita-clorita, que ilustram a seção da fig. 5.3, no início desse capítulo, representam interlaminanças pouco expressivas, ou foram obtidas mediante separação da fração argila.

As interlaminanças claras, dos siltitos vermelhos são constituídas, em grande parte, por material detrítico na fração silte, que dá estrutura aos produtos cerâmicos. Esse atributo textural, bem selecionado na fração silte, facilita o processo de moagem para obtenção de uma massa homogênea. Os corpos de prova preparados com esses dois litotipos apresentaram os melhores resultados de resistência mecânica após queima (Tensão de Ruptura à Flexão), valores em torno de 300 Kgf/cm².

No conjunto esse intervalo é formado predominantemente por intercalações de siltitos avermelhados e siltitos esbranquiçados, com camadas de siltito arroxeados subordinadas. Isso leva a crer que a cor vermelha não é produto de alteração do material roxo, como se chegou a aventar inicialmente. As porções avermelhadas apresentam muita matriz argilosa (60-80% do volume da rocha) e cimento ferruginoso (hematita), enquanto que os siltitos brancos são bem selecionados, quase sem matriz, com cimento feldspático (fig. 5.20).

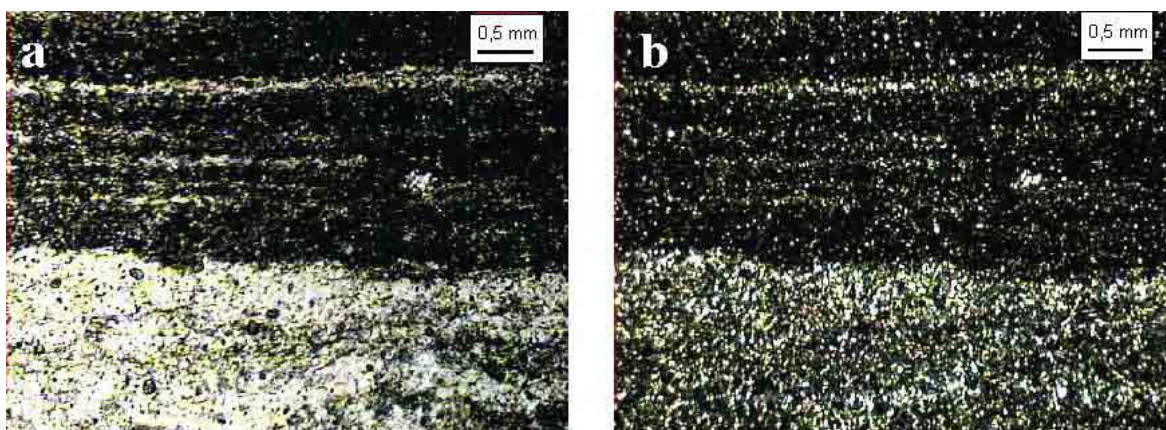


Fig. 5.20: Fotomicrografia da amostra 28, com interlaminções claras e escuras, do intervalo de siltito vermelho: a) A porção clara na sua parte inferior apresenta muito pouca matriz. Nicóis //, eixo maior = 4,5 mm; b) Sob nicóis cruzados percebe-se que a porção clara não apresenta continuidade ótica com os grãos, fato que reforça a interpretação da origem detrítica predominante da fração silte, com cimento intergranular de coloração branca envolvendo os grãos (provável albita).

Verificou-se que o conteúdo em ferro nas porções claras está associado à magnetita, mineral que aparece sob a forma de pontuações escuras no microscópio óptico. A presença de magnetita parece estar restrita às porções mais claras, de maior granulometria e melhor selecionamento, mais comuns nas porções superiores da seção. Considerando-se que se trata de um mineral detrítico, de maior densidade, é correto afirmar que processos trativos tenham atuado na sua deposição, juntamente com as frações grosseiras.

Durante sessão de microscopia eletrônica de varredura, de uma lâmina de amostra coletada nesse intervalo, verificou-se a presença de um mineral com elevado teor de ferro (EDS) contido numa dessas interlaminções “arenosas” claras, que não apresentam cimento ferruginoso avermelhado. Essa imagem (fig. 5.21) obtida mediante feixe de elétrons secundários (SE) revela que o mineral tem dimensões muito abaixo do restante dos minerais detríticos observados em microscópio óptico; a microanálise resultou apenas Fe na sua composição, donde se deduz tratar-se de magnetita.

Em afloramento e nas bancadas foram observadas, além da laminação plano-paralela, estruturas flaser e laminações lenticulares. Além das estruturas observadas em campo, no microscópio foram identificadas granodecrescência nas lâminas de material da fração silte, pelotas de argila e laminações onduladas, laminação lenticular e dobras convolutas em escala centimétrica.

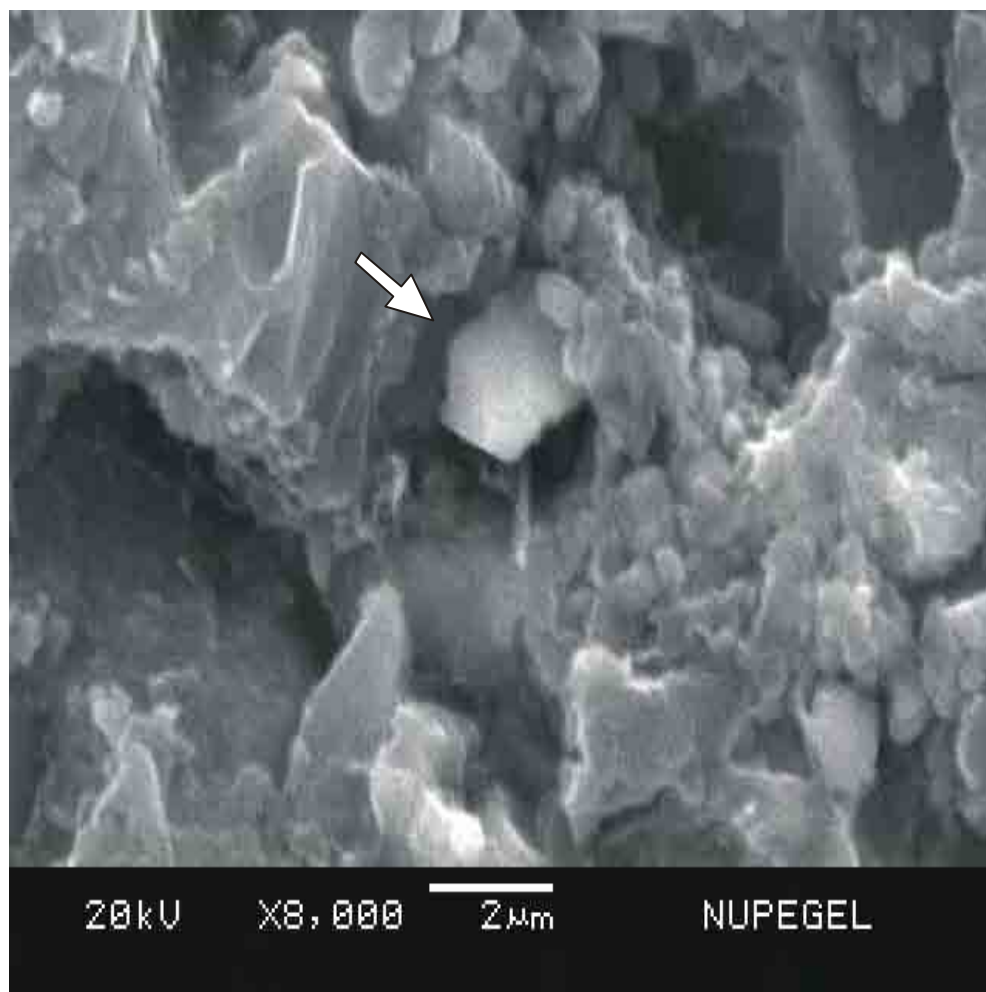


Fig. 5.21: Imagem MEV com feixe de elétrons secundários (SE) de cristal de magnetita com 2 microns (μm) em meio à matriz argilosa de siltito claro intercalado no intervalo de siltitos vermelhos.

Estruturas tipo *flaser* e laminação convoluta estão entre as feições mais freqüentes que foram reconhecidas no intervalo de siltitos vermelhos (Fig. 5.22). Também foram observadas estruturas sedimentares em escala milimétrica, de lâminas e lentes onduladas.

Além destas também foi observada estrutura de fluidificação de sedimentos interpondo camadas claras (sem matriz) a camadas argilosas avermelhadas com laminação bem desenvolvida (Fig. 5.23). Essa estrutura se forma pelo escape do fluido intergranular, durante a compactação dos sedimentos. As porções com maior porosidade, de maior maturidade textural, e que contém maior quantidade de água intergranular, perde momentaneamente o suporte dos grãos em função de movimentação brusca do substrato (sismo), e penetra lateralmente nas camadas argilosas.

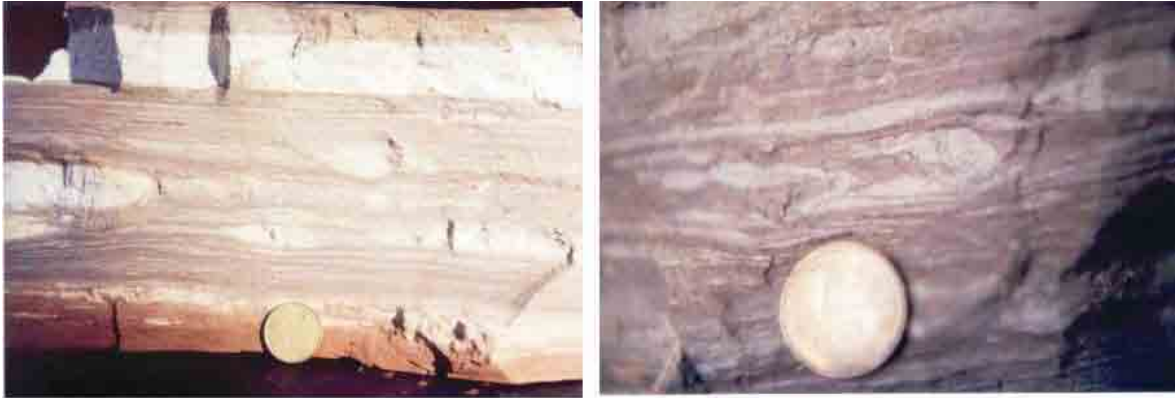


Fig. 5.22: Detalhes de estruturas centimétricas presentes na unidade de siltitos vermelhos: a) lentes descontínuas de material siltoso mais claro; b) laminação convoluta.



Fig. 5.23: Detalhe da estrutura de fluidificação de sedimentos em amostra coletada no intervalo de siltitos vermelhos.

Dessa amostra da foto foi retirada uma fração do contato entre os dois tipos de material para confecção de lâmina de seção delgada; a descrição dessa lâmina corrobora a interpretação do fenômeno que teria originado a estrutura. A porção clara é composta por grãos detríticos de quartzo e feldspato com dimensões entre 30 e 50 μm , paletas de muscovita de até 100 μm de comprimento e biotita (30 μm), envoltos por matriz argilosa (illita). Essa porção mais clara não apresenta laminação ou qualquer estrutura, enquanto que na porção escura ocorre laminação definida pela alternância de domínios lutíficos (ricos em matriz argilosa) mais escuros, e domínios siltosos, quase sem matriz.

A ação de ondas sobre os sedimentos resultou em feições simétricas que podem ser observadas ao microscópio (fig. 5.24). Estas são muito semelhantes às versões em escala de amostra, que se referem aos processos de remoção da argila, colocada em suspensão durante a movimentação das águas. A maturidade textural dessas lâminas e lentes é reflexo, portanto, da ação de ondas sobre sedimentos clásticos finos.



Fig. 5.24: Feições sedimentares presentes nos siltitos: a) lentes de composição quartzo-feldspática (claras), compostas por minerais de origem essencialmente detrítica, se interpõem no material mais argiloso (escuro); b) feição típica das interlaminações na parte superior da seção, onde lâminas de material bem selecionado estão imersas em porções lutíticas. Nicóis X.

Quanto à maturidade textural desse intervalo como um todo, além do incremento da carga de argila, observado em amostra e lâmina, verifica-se uma dispersão dos pontos plotados no diagrama de componentes, referentes ao conjunto de amostras ensaiadas (fig. 5.25). Como reflexo dessa variedade, o aspecto externo de “empastilhamento”, comum ao siltito roxo, desaparece neste litotipo. A feição que mais se destaca nesse intervalo é a estratificação plano-paralela bem definida, com camadas de 2 a 10 cm de espessura.

Algumas das amostras submetidas ao ensaio de separação das frações (por decantação de suspensão) apresentaram proporção de matriz próximo e zero; são siltitos “limpos”, de elevada maturidade textural, com espaço intergranular preenchido única e exclusivamente por cimento. Outras amostras coletadas neste intervalo são arenosas, com areia muito fina numa proporção de 12% (peneiramento).

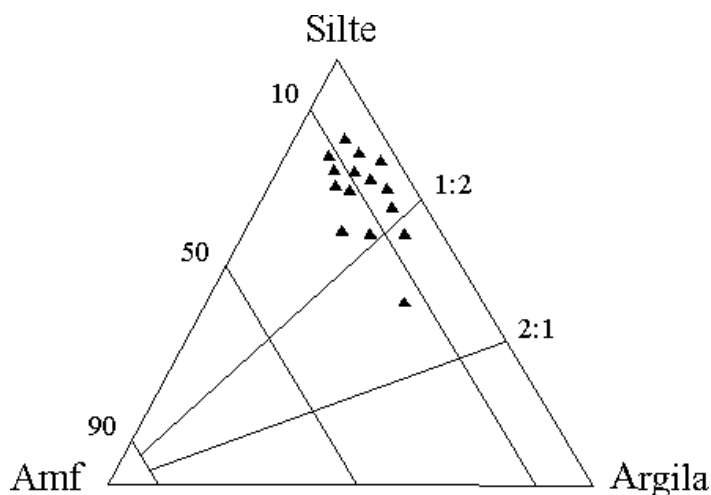


Fig. 5.25: Diagrama de classificação textural das amostras coletadas no intervalo de siltitos vermelhos. Os outros intervalos não apresentam uma dispersão tão acentuada como a que foi encontrada para esse intervalo, razão pela qual foram feitos ensaios com maior número de amostras.

Uma dessas amostras, observada em microscópio, revela que o arcabouço é constituído por grãos de quartzo e feldspato, com dimensões entre 20-50 μ m (silte) num arranjo de contatos tangenciais, que podem por vezes, apresentar contatos suturados entre si (fig. 5.26). Muscovita, biotita e opacos são acessórios. Nessas interlaminações predomina arcabouço (80%) sobre a matriz, que permeia as microvilosidades, em que o selecionamento é moderado a pobre. O cimento interpartícula ou substituindo componente original é constituído por calcita espática (8%) acompanhada por hematita colomórfica (5%) e feldspato (8%).

Nas interlaminações arenosas, a fração argila, representada pelos minerais presentes na matriz (illita e interestratificados irregulares tipo esmectita-clorita) varia entre 15 e 30% em peso do total da rocha. Nesse intervalo também ocorrem intercalações de argilito, em que a fração fina (< 4 μ m) constitui mais de 40% em peso, com grãos de quartzo e feldspato na fração silte dispersos na matriz, constituída predominantemente por illita. Essas intercalações estão subordinadas aos tipos litológicos principais, na forma de laminações lenticulares, ou lâminas milimétricas recobrando e separando as camadas de siltito. Não foram, portanto utilizadas no diagrama para comparação dos litotipos, porque se tratam de porções insignificantes no conjunto.

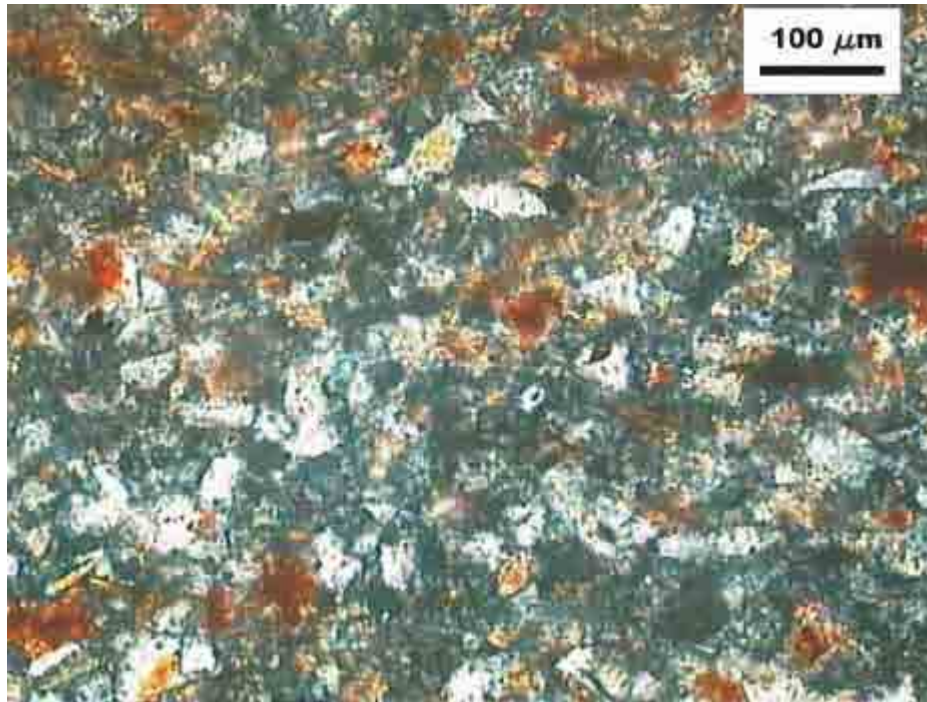


Fig. 5.26: Fotomicrografia de amostra coletada no intervalo de siltitos vermelhos, onde se pode observar a presença de hematita colomórfica, grãos detríticos com dimensões entre 20-40 μm (fração silte) em arranjo apertado e cimento de cor cinza, interpretado como feldspato.

Nódulos ferruginosos concentram-se particularmente neste intervalo, com dimensões que vão desde milimétricas até submétricas, normalmente alongadas no seu eixo maior segundo a estratificação, o que sugere a sua precedência à compactação das rochas. Camadas contínuas com material dessa natureza também estão presentes e podem conter até 30% de Fe_2O_3 , conforme análise química realizada com amostra coletada durante os trabalhos desenvolvidos pelo Projeto Qualidade em Cerâmica Vermelha desenvolvido com matérias-primas das indústrias da região de Rio Claro (Grigoletto, 2001).

A composição mineralógica dos estratos presentes nesse intervalo é bastante diversificada e para a identificação das amostras mais representativas foi necessária uma seleção prévia, ponderada segundo a sua frequência, de uma série de litotipos coletados nas frentes de lavra. Após essa seleção preliminar, seis amostras foram submetidas à difração de raios X para identificação dos seus minerais constituintes.

Os baixos teores de K_2O (entre 1.0% e 1.7%) obtidos por análise química realizada com material retirado da mina Cruzeiro (Christofoletti, 1999; Almeida et al., 2002;) e da mina Sartori (Christofoletti, 2003), referentes às camadas desse

intervalo de siltitos vermelhos, já indicam diminuição da matriz illítica, mineral que geralmente contém esse elemento. Os valores obtidos com amostra do intervalo de siltito roxo apontam para valores entre 3.0% e 3.5% (em Masson, 2002; Almeida et al., 2002) o que representa respostas positivas nos valores de resistência de ruptura à flexão (TRF) após queima, de corpos de prova preparados com essa rocha, sem mistura.

Uma dessas amostras, de número 9, contém duas interlaminações, que foram separadas e submetidas individualmente à difração: a) uma sem matriz, constituída por partículas na dimensão silte grosso e areia muito fina, designada 9a, muito coesa em função do cimento que ocupa a porosidade intergranular da rocha, e; b) uma outra de cor vermelha, com predomínio de matriz, designada 9b. O argilomineral interestratificado presente nessa porção da amostra foi identificado com auxílio da tabela de Starkey et al. (1984).

A amostra de cor clara contém entre seus minerais, o quartzo, albita, hematita e prováveis interestratificados irregulares e/ou amorfos (fig. 5.27). Notar a intensidade do pico de 3.22 θ da albita, mais acentuado que na outra porção da mesma amostra; Quanto à porção vermelha retirada da amostra (9b) sua constituição é bem mais diversificada, principalmente no que diz respeito aos argilominerais que constituem fração considerável da amostra.

As características mineralógicas do intervalo de Siltito vermelho são coerentes com suas propriedades físico-cerâmicas e explicam a mistura desse litotipo com o Siltito roxo, como principais componentes empregados pelos mineradores. A plasticidade está relacionada aos argilominerais do Siltito roxo, em especial a illita, enquanto que o Siltito vermelho dispõe de material desplastificante, com a vantagem de conter considerável quantidade de cimento feldspático, que contribui com o desempenho da massa durante a queima pelo que estabelece a sinterização em temperaturas mais baixas.

A interpretação para a variação nas dimensões dos componentes é de que houve um aumento na taxa de suprimento de clásticos (silte), sob condições que se alternaram entre períodos de dispersão ocasionada pela movimentação das águas, provavelmente mais rasas e, portanto, sob ação de ondas de tempestade, com a conseqüente remoção dos finos (argila), e períodos com predomínio de águas calmas, ou mais profundas, quando a interface sedimento-água estava abaixo da linha de ação das ondas.

A precipitação de cimento teria sido maior nos períodos de águas mais rasas devido a um aumento na salinidade das águas nesses períodos, enquanto que nos períodos de águas mais profundas teria prevalecido a deposição de sedimentos argilosos enriquecidos em ferro.

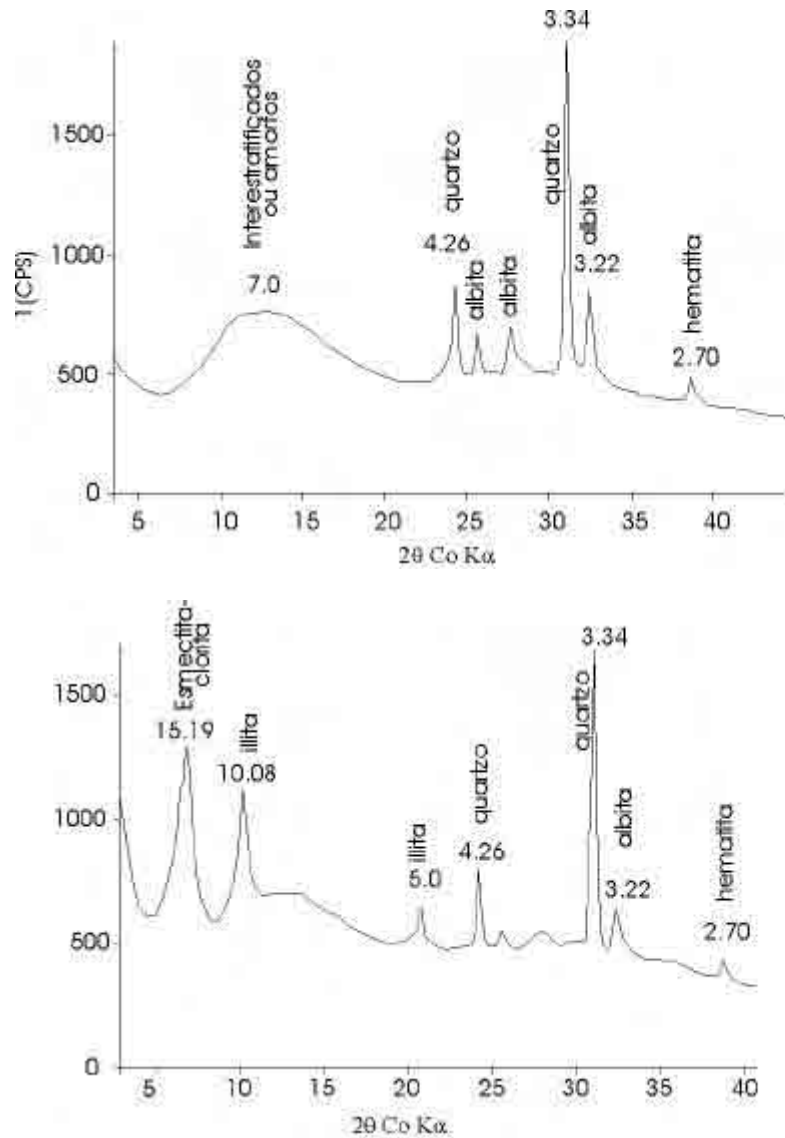


Fig. 5.27: a) Difratoograma da amostra 9a da interlaminação clara na amostra de siltito vermelho. Notar o pico mais destacado da albite com relação ao da 9b; b) Difratoograma da amostra 9b, porção vermelha da rocha, onde o pico dos argilominerais (illita e esmeclita-clorita) é dominante. No ensaio de separação, realizados com os dois materiais, a porção vermelha é síltica-argilosa e a clara síltica-arenosa.

5.1.6. Lamito vermelho

O intervalo de lamitos vermelhos sobrepõe em contato brusco os siltitos vermelhos, o que se verifica pelo fim das interlaminacões claras (fig. 5.28).



Fig. 5.28: No alto; Fotografia da frente de lavra em que se destaca o intervalo de lamitos vermelhos (centro da foto). b) acima; Detalhe do lamito de aspecto maciço (centro da foto) com início das finas interlaminacões amareladas a 3,0 metros acima do piso da bancada.

A designação desse intervalo se deve ao padrão de distribuição das amostras coletadas em uma única frente de lavra, sendo, portanto, incerta a sua extensão para outras áreas. Pelo fato de corresponder ao topo do morro onde as duas cavas (minas Partezani e Paraluppi) estão instaladas, não foi possível confrontar essas camadas ali observadas, com outros locais de ocorrência. A morfologia de colinas e morros de topos aplainados na área de entorno das cavas, apresenta como substrato rochoso nessa altitude, próximo de 600 metros, a Formação Rio Claro, em contato erosivo sobre a Formação Corumbataí. Além disso, por se tratar de uma área sob influência do Alto Estrutural de Pitanga, essas altitudes não refletem o padrão regional, mas blocos basculados que não podem ser acompanhados por uma distância muito grande.

O mesmo nível foi observado na bancada da mina Paraluppi, onde constitui uma faixa contínua ao longo de toda a bancada atualmente em atividade, mas o acesso ao nível da bancada em que foi observado não foi possível. A espessura é de 3 metros na área de estudo e não restam sinais claros de seu contato superior, constituído por rochas já muito alteradas. O avanço das cavas pode vir a expor camadas de rocha mais resistentes, com menor índice de alteração.

Essas camadas apresentam maior variedade de tipos, ou seja, as amostras submetidas aos ensaios de separação granulométrica formam um conjunto de maior espalhamento em contraste com as amostras dos outros intervalos. Essa medida de variabilidade textural pode ser observada no diagrama da figura 5.29 abaixo.

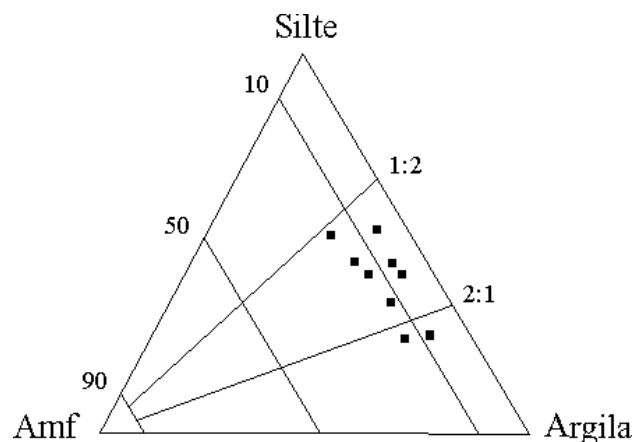


Fig. 5.29: Diagrama de distribuição das amostras do lamito vermelho quanto à maturidade textural.

A composição mineralógica de amostra coletada no intervalo de lamito vermelho, obtida em difratometria, revela quartzo, esmectita-clorita e illita entre os componentes principais, com calcita, albita e hematita (fig. 5.30). A ausência de caulinita no difratograma é sinal de que a amostra ainda não estava alterada, pois a albita sofre caulinitização no topo dos perfis de alteração das cavas, como ficou demonstrado em outros trabalhos realizados na região.

Mesmo quando alterada, a rocha aparentemente não apresenta sinais de caulinitização; picos de 7 θ interpretados anteriormente como da caulinita, são considerados hoje como uma clorita rica em ferro (chamosita) cujo pico de 14 θ apresenta menor intensidade. Esse comportamento das rochas se deve ao fato de que são pouco permeáveis, com elevado conteúdo em cimento, que dificulta a percolação de águas meteóricas e, portanto, a alteração dos seus minerais mais instáveis como o feldspato.

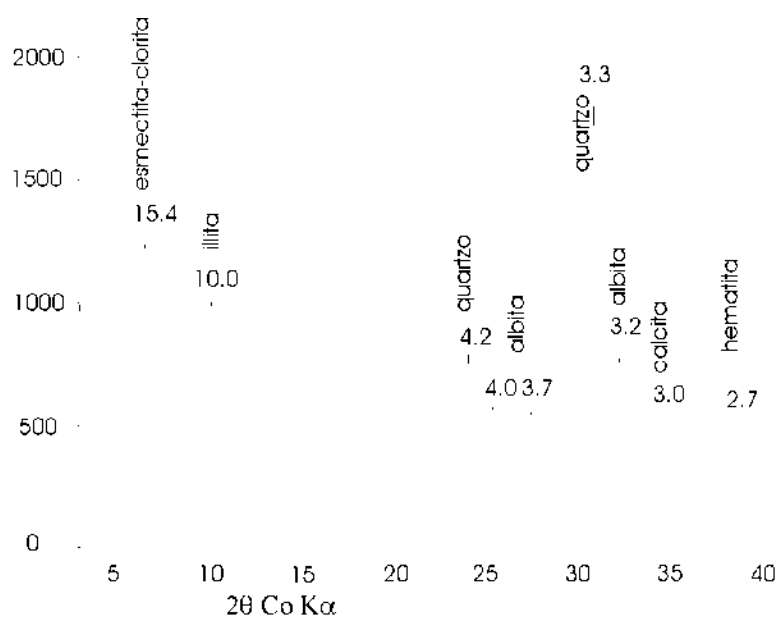


Fig. 5.30: Difratograma da amostra 23 de lamito vermelho. A esmectita-clorita e a illita são os principais componentes da matriz. Nesse difratograma não ocorre o pico de 7 θ da chamosita, comum aos litotipos de cor escura.

Nessas, fica evidente que o quartzo é o mineral mais abundante, seguido de argilominerais do tipo 2:1 (esmectita-clorita e illita) e da albita. A calcita foi observada em apenas uma das amostras da porção superior da seção. O interestratificado irregular de esmectita-clorita é outro componente importante que

apresentou pico significativo no difratograma da amostra de lamito vermelho, cuja intensidade é muito superior ao que normalmente se observou nas outras amostras.

Além desses dados, pouco se pode dizer desse intervalo, pois sua exposição está restrita a apenas duas minas, sendo que numa delas não foi possível coletar amostras desse material, pois se encontrava muito alterado no perfil de exposição da bancada no período em que foi feita a coleta de amostras.

A elevada consistência das camadas que compõem esse intervalo deve-se a uma série de fatores, e pode ser explicada pela coesão das partículas de argilominerais entre si e também pelo cimento, provavelmente mais abundante que nos outros intervalos. A composição mineralógica do cimento é um tanto variável nos estratos, mas permanece constante a presença de albita. A hematita e a calcita também constituem o cimento dessas rochas do intervalo de Lamito Vermelho.

A transição para o intervalo sobreposto de siltitos amarelos é visível nas frentes de lavra; intercalações de siltitos “limpos” com cimento feldspático tornam-se mais freqüentes, a medida que se avança em direção ao topo do perfil. Nessas camadas ocorre subordinadamente calcita na composição do cimento, como se pode observar em lâminas, ao microscópio. Os teores de calcita, no entanto, são baixos para a maioria dos estratos. Em análise difratométrica, apenas uma das amostras desse intervalo apresentou pico diagnóstico da calcita.

5.1.7. Siltito amarelo

As intercalações de siltito amarelado passam a prevalecer nesse intervalo, sobre o restante dos tipos litológicos, que são siltitos argilosos avermelhados com hematita. Essas camadas claras, com espessuras de 2-10 cm, sucedem-se continuamente até o topo da seção. Sobrepostas a este intervalo, ainda ocorrem camadas espessas de cor vermelha, sem as intercalações que, no entanto, se apresentam muito alteradas, impossibilitando coleta de amostras para análise petrográfica.

Entre os minerais que compõem o arcabouço da rocha, foram identificados em lâmina grãos detríticos de quartzo e feldspato na fração silte-areia muito fina; os grãos de quartzo, com dimensões entre 40 μ m e 150 μ m, apresentam inclusões fluidas de dimensões que não permitem a sua análise (abaixo de 5 μ m).

A análise petrográfica das rochas desse intervalo revela um elevado percentual de minerais detríticos, principalmente nas interlaminações siltosas; nessas o arcabouço predomina, numa proporção de até 90% (interlaminações milimétricas arenosas). Nas camadas mais argilosas o arcabouço varia numa proporção entre 40% e 65% do volume total da rocha.

A identificação de feldspato entre os minerais detríticos, em microscópio, foi feita com base em suas faces planas (clivagem) e geminação característica (fig. 5.31), feições que o diferenciam do quartzo, cujas propriedades óticas são muito semelhantes. Alguns desses grãos apresentam contato suturado entre si e fraturas de pressão nas bordas dos grãos adjacentes. Outras feições características desse mineral, identificadas nas lâminas de siltito amarelo, são evidências de dissolução, entre as quais se destacam “*honey-combed*” (favo de mel); esse processo é muito comum durante diagênese, em grãos de feldspato originalmente intercrescido (pertita ou antipertita).

A matriz é constituída por argilominerais, predominantemente illita e interestratificados, em nucleações e nos espaços intergranulares das rochas, em arranjo grão-suportado numa proporção de até 55% nas interlaminações argilosas e nunca superior a 20% nas camadas siltosas (silte “limpo”).

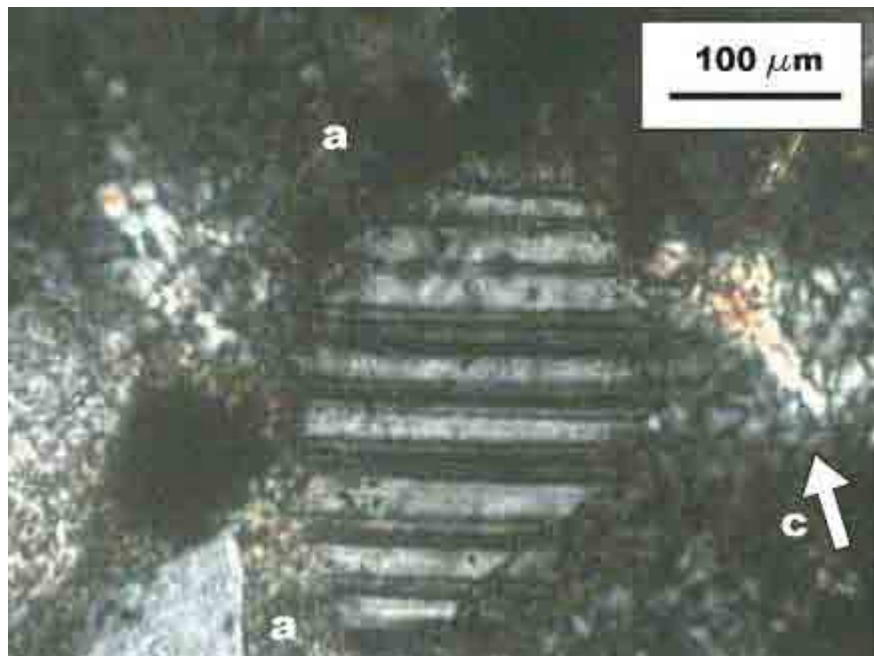


Fig. 5.31: Grão de plagioclásio na fração areia muito fina, com geminação característica. Matriz de argilominerais (a) e cimento de calcita visíveis no microscópio petrográfico. Amostra 25 do intervalo de siltito amarelo. Nicóis cruzados.

Esses estratos mais bem selecionados de material siltoso apresentam matriz em proporções pouco acima de 10%. Os cristais de illita, com elevada cristalinidade, como se pode observar pelo brilho à luz do microscópio, não se apresentam muito desenvolvidos, com dimensões pouco visíveis, provavelmente na faixa de 2-5 μ m. Além da illita, a matriz apresenta outros argilominerais, identificados por DRX como chamosita e esmectita-clorita (fig. 5.33).

No espaço preenchido pelo cimento foi constatada presença de hematita, em torno de 5% do volume da rocha. Nucleações de minerais, que sob nicóis paralelos apresentam-se transparentes, e de coloração cinzenta, sob nicóis cruzados, caracterizam o cimento feldspático. Esse mineral, que adquire coloração esbranquiçada após intensa alteração supérgena (caulinitização), predomina nos tipos mais bem selecionados.

No microscópio também foi possível observar a presença de cimento intercrescido na matriz, provavelmente formado pela reação de soluções conatas e/ou hidrotermais com minerais contidos nos sedimentos; as transformações mineralógicas ocorridas em decorrência dessas reações diagenéticas não podem ser descritas de forma simples, pois em sedimentos lamíticos envolvem quase sempre mais de um componente.

O mineral formador do cimento só foi identificado mediante análise por difração de raios X servindo de método complementar. A presença de feldspato no cimento também foi confirmada pelo método de microanálise por emissão de energia dispersiva, após seleção do campo em que há predomínio desse componente na lâmina. A imagem obtida em MEV do cimento feldspático pode ser vista na fig. 5.32.

O intercrescimento do cimento com a matriz, observado em MEV, sugere a presença de um mineral precursor para o primeiro, uma vez que a percolação de soluções seria mais difícil em se tratando de material fino, pouco poroso, que não teria permitido a passagem de fluidos mineralizantes pela rocha após a sua consolidação.

Considerando-se a baixa mobilidade do alumínio nesses fluidos, o mineral pré-existente que se transformou em albita deve ter sido um aluminossilicato hidratado ou alguma forma de gel. A infiltração mecânica de argila em estágio inicial da diagênese também pode explicar essa mistura de cimento e matriz, desde que o mineral precursor da albita estivesse ali presente.

O diagrama de distribuição granulométrica das amostras coletadas nesse intervalo é bimodal, com tipos arenosos, que representam interlaminações de siltitos bem selecionados (sem matriz) e siltitos argilosos, que representam as porções avermelhadas no perfil (fig. 5.33). O predomínio das interlaminações claras desloca a média para uma posição de siltitos arenosos.

As amostras submetidas à difração de raios X apresentam assembléia constituída por: quartzo, albita, illita, esmectita-clorita, clorita (chamosita) e hematita (fig. 5.34). Esse mineral foi identificado como cimento ocupando porosidade secundária em apenas uma das amostras coletadas no intervalo; a ausência desse óxido é uma das características dos estratos de Siltito amarelo.

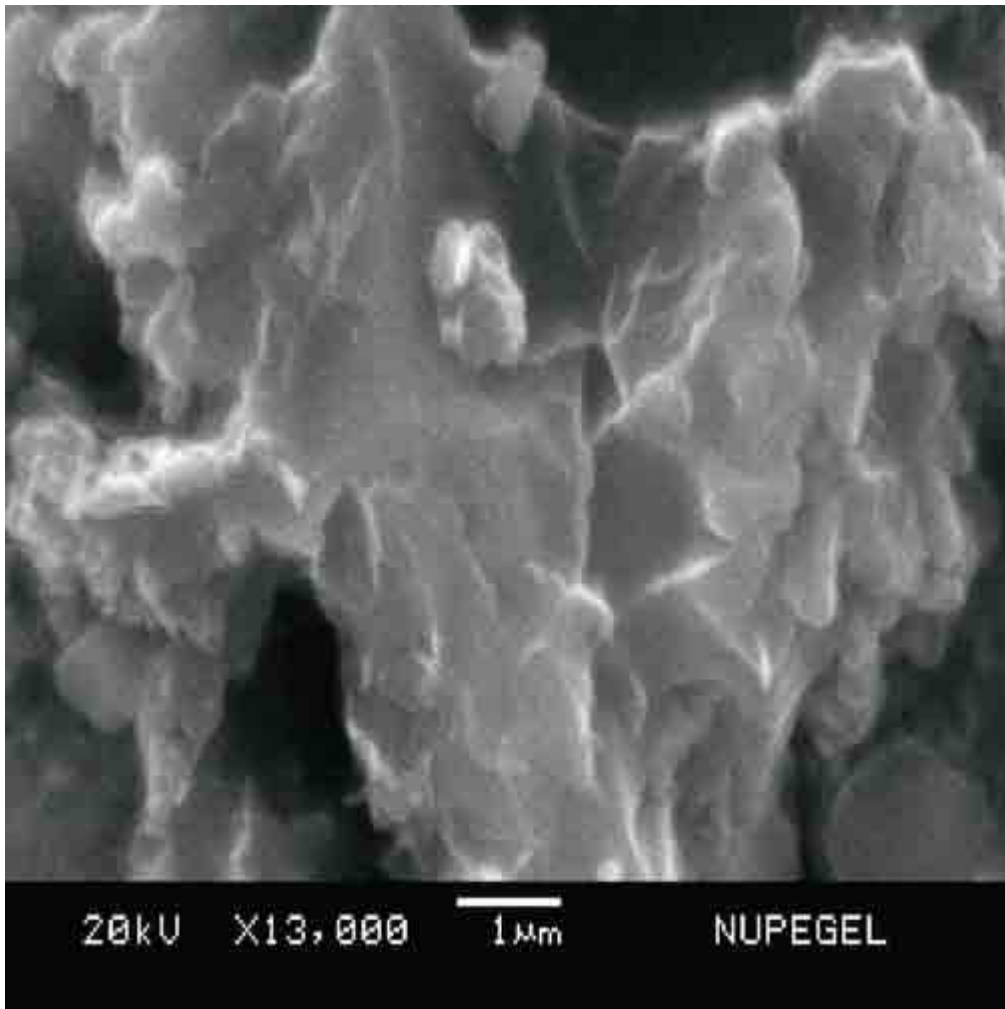


Fig. 5.32: Imagem MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura) de elétrons secundários (SE) do cimento de uma interlaminação de arenito no intervalo de siltitos amarelos (amostra 45). A composição obtida por EDS indica ser feldspato sódico (albita) com illita intercrescida.



Fig. 5.33: Diagrama de distribuição das amostras de siltito amarelo quanto à maturidade textural.

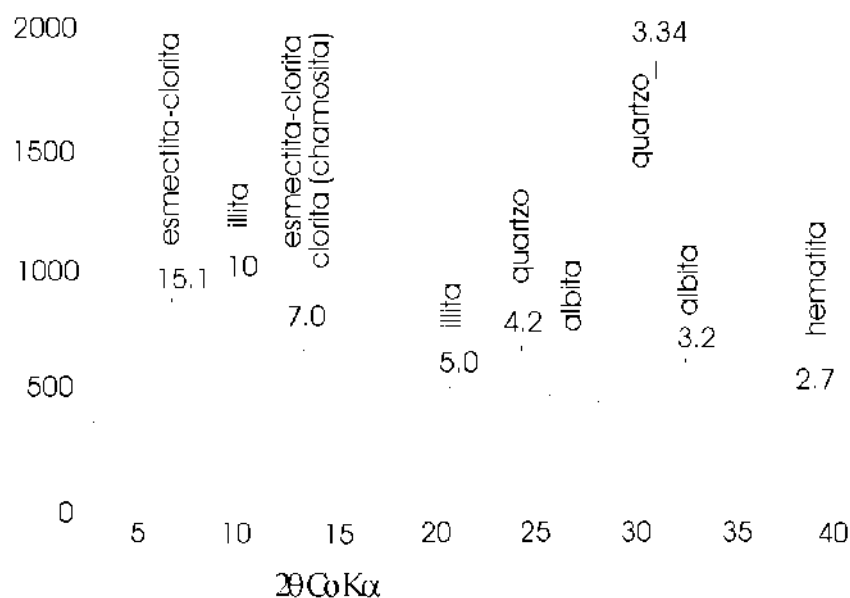


Fig. 5.34: Difratograma da amostra 28, coletada no intervalo de siltitos amarelos, que representa uma interlaminação com matriz argilosa. Os dois picos em torno de 7 $^{\circ}$ representam a presença de interestratificados de esmectita-clorita e chamosita, uma clorita rica em ferro. Essa clorita tem cor marrom, e foi reconhecida em lâmina de seção delgada.

Uma das características desse intervalo, detectada em lâmina sob o microscópio petrográfico, foi a presença de biotita numa proporção maior que aquela observada nos outros intervalos, o que indica aporte de sedimentos imaturos, do ponto de vista mineralógico (fig. 5.35). Outro aspecto a se notar na fotomicrografia dessa lâmina é a dimensão dos grãos detríticos, distribuídos entre a fração silte e areia muito fina, o que vem reforçar os resultados obtidos nos ensaios de separação granulométrica;

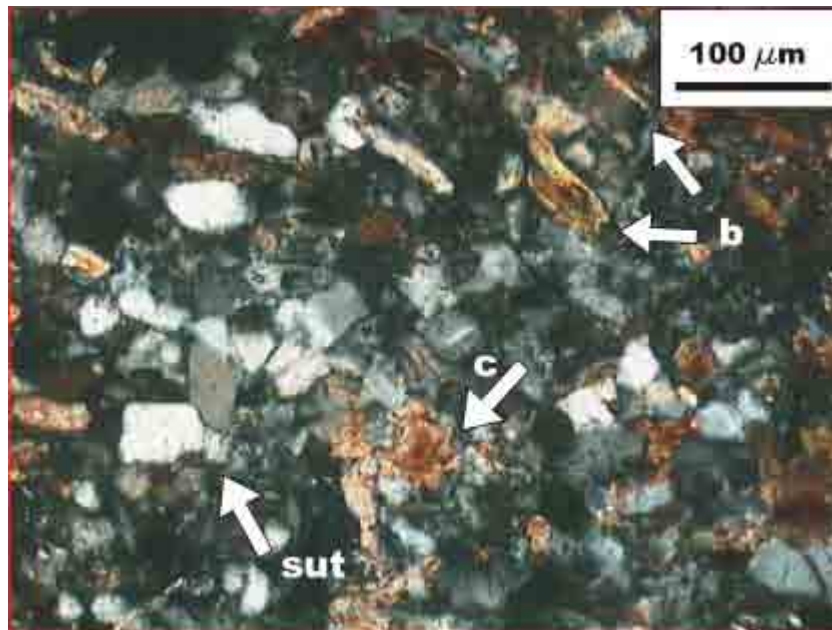


Fig. 5.35: Fotomicrografia de lâmina da amostra de nº 25, de interlaminação siltico-arenosa, no intervalo de siltitos amarelos. Observar o predomínio de grãos com dimensões entre 40-70 μm (fração silte-areia muito fina) com cimento de calcita aureolar (**c**) envolvendo núcleos de hematita, ambas ocupando porosidade gerada pela dissolução de minerais pré-existentes. Palhetas de biotita apresentam-se pouco alteradas (**b**); a compactação gerou contatos suturados entre grãos (seta em **sut**). Nicóis cruzados.

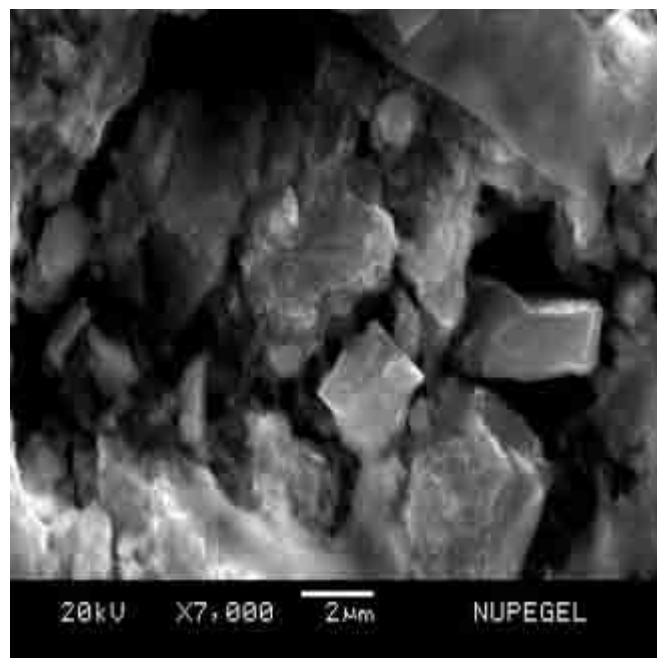


Fig. 5.36: Imagem MEV de grãos com dimensões na fração argila ($< 4\mu\text{m}$) envoltos pela matriz argilosa. Amostra 40, representando interlaminação siltico-argilosa coletada no intervalo de siltitos amarelos. A observação da textura revela que não se trata de simples aglutinação de grãos detríticos.

A amostra de nº 40, coletada nesse intervalo, foi submetida ao microscópio eletrônico de varredura para identificação da fração mais fina, tanto de minerais componentes do arcabouço quanto da matriz; em imagem de elétrons secundários (SE) se observam grãos bem preservados de feldspato com dimensões em torno de 5 μ m (mícrons), identificados pelas faces bem formadas (fig. 5.36) e que estão envoltos pelos minerais da matriz.

5.2. Tratamento Estatístico

A formulação da massa cerâmica depende da seleção de diferentes camadas de rocha segundo critérios visuais nem sempre seguros. Os parâmetros texturais asseguram a regularidade pretendida pela indústria. A descrição das camadas segundo a relação silte/argila foi adotada como critério de separação dos litotipos.

Esses parâmetros são mensuráveis e condicionam grande parte das variações observadas nas propriedades cerâmicas da matéria-prima. Por outro lado, MOTTA et al. (2002) demonstraram que algumas das características funcionais da massa cerâmica derivam de propriedades intrínsecas dos seus minerais constituintes.

O conjunto de dados analisado em tratamento estatístico multivariado é a tabela 5.1, que resultou de cinco ensaios realizados com 35 amostras representativas das diferentes litofácies observadas na frente de lavra. A população (estatística) foi o conjunto de valores, obtidos nos ensaios realizados com essas amostras.

A relação silte/argila foi a variável considerada independente na análise da matriz dos dados. As outras variáveis foram a Tensão de Ruptura à Flexão (TRF), da Absorção de Água (AA) e do Índice de Retração (IR), valores obtidos a partir de ensaios realizados em corpos de prova preparados com as amostras. Masson (2002) também aplicou tratamento semelhante aos dados obtidos em análise de rochas da Mina Incefra, em Santa Gertrudes.

O tratamento estatístico aplicado aos dados consistiu de uma Análise de Componentes Principais e Análise de Agrupamento, entre amostras, utilizando-se do *software* XLSTAT 7.0 (ADDINSOFT, 2004).

Tabela nº 5.1: Dados referentes aos ensaios físico-cerâmicos realizados com trinta e cinco amostras, coletadas ao longo do perfil da mina Partezani, em Assistência. Cada grupo de cinco amostras representa um intervalo característico.

Intervalo	Amostra	Silte:argila	TRF	AA	IR	RM
Siltito cinza	1	0,897	310	4	0,03	0,192
	2	0,898	345	4	0,03	0,186
	3	0,891	319	3	0,02	0,204
	4	0,972	329	5	0,03	0,178
	5	0,983	321	4	0,04	0,192
Argilito violáceo	6	0,671	218	5	0,09	0,034
	7	0,736	221	7	0,1	0,026
	8	0,604	250	4	0,08	0,047
	9	0,783	258	5	0,12	0,033
	10	0,805	260	7	0,1	0,034
Siltito roxo	11	0,798	262	6	0,11	0,106
	12	0,834	287	6	0,06	0,122
	13	0,859	291	5	0,08	0,114
	14	0,873	299	6	0,08	0,131
	15	0,816	304	3	0,09	0,116
Siltito vermelho	16	0,651	278	6	0,05	0,058
	17	0,816	275	5	0,07	0,057
	18	0,736	248	8	0,08	0,068
	19	0,682	296	4	0,07	0,048
	20	0,795	285	8	0,05	0,043
Lamito vermelho	21	0,835	271	7	0,1	0,038
	22	0,756	249	6	0,04	0,045
	23	0,864	292	4	0,08	0,062
	24	0,934	285	6	0,05	0,029
	25	0,692	267	8	0,1	0,054
Siltito amarelo	26	0,876	288	9	0,03	0,062
	27	0,906	305	8	0,04	0,054
	28	0,887	301	11	0,04	0,091
	29	0,735	278	7	0,03	0,082
	30	0,694	320	5	0,04	0,074
Siltito amarelo	31	0,993	267	8	0,05	0,083
	32	0,976	281	12	0,04	0,041
	33	0,958	254	11	0,07	0,053
	34	0,987	249	13	0,04	0,057
	35	0,983	289	10	0,03	0,102

TRF = Tensão de Ruptura à Flexão em Kgf/cm²; AA = Absorção de Água;
 IR = Índice de Retração; RM = Resíduo de Moagem.

5.2.1. Análise das Componentes Principais

Na análise estatística tradicional de variáveis independentes há uma exigência de que o número de objetos (amostras) seja significativamente maior que o número de variáveis. Este princípio não se aplica, porém, à Análise de Componentes Principais, que é um método para dados de análise fixa com variáveis fortemente correlacionados (WOLD et al., 1987). A Análise das Componentes Principais (PCA) é o cálculo dos autovalores e correspondentes autovetores de uma matriz de variâncias-covariâncias ou de uma matriz de coeficientes de correlação entre variáveis (LANDIM, 2001).

Para correlacionar variáveis cujos valores são obtidos mediante diferentes escalas de mensuração, deve-se primeiro fazer uma padronização, de modo que as variáveis transformadas passem a ter variância unitária. Nesta análise, cada variável medida pode ser considerada como um eixo de variabilidade.

5.2.2. Análise de Agrupamento

A análise de agrupamento é um termo usado para descrever diversas técnicas numéricas cujo propósito fundamental é classificar os valores de uma matriz de dados sob estudo em grupos discretos. A forma gráfica usada para representar o resultado final dos diversos agrupamentos é o dendograma. Nele estão dispostas linhas ligando os grupos segundo níveis de similaridade, tanto entre indivíduos ou variáveis. Maiores detalhes sobre esse tipo de análise podem ser encontrados em Davis (1986).

Esse mesmo tratamento, entre variáveis e entre amostras, já foi utilizado com sucesso na avaliação de jazidas de matéria-prima cerâmica da região de Jundiá por Monteiro et al. (2000) e por Masson (2002) em Santa Gertrudes.

A maturidade textural das rochas varia de forma contínua e é um dos fatores que vai interferir de maneira mais efetiva nas propriedades cerâmicas do material. Em decorrência disso, a variação no índice de retração (IR) é muito maior nos estratos mais ricos em matriz argilosa.

O grau de consolidação das rochas é função da proporção de cimento na rocha. O processo de cimentação do sedimento parece ter sido favorecido pela porosidade inicial da mesma, que é maior nos estratos com menor grau de maturidade textural.

Com base nestas características, a massa foi preparada com diferentes proporções de material coletado em cada um dos intervalos, que foram assim numeradas: (a) Siltito cinza (1-5); (b) Argilito violáceo (6-10); (c) Siltito roxo (11-15); (d) Siltito vermelho (16-20); (e) Lamito vermelho (21-25); (f) Siltito amarelo (26-30) e (31-35). Os números entre parênteses correspondem aos espécimes que aparecem nas figuras 5.37 e 5.38. O intervalo de siltito amarelo foi dividido em dois horizontes, como forma de testar a regularidade em suas características cerâmicas. A replicação de ensaios feitos com amostras coletadas em diferentes níveis de um mesmo intervalo, também se destina a testar a eficácia dos ensaios.

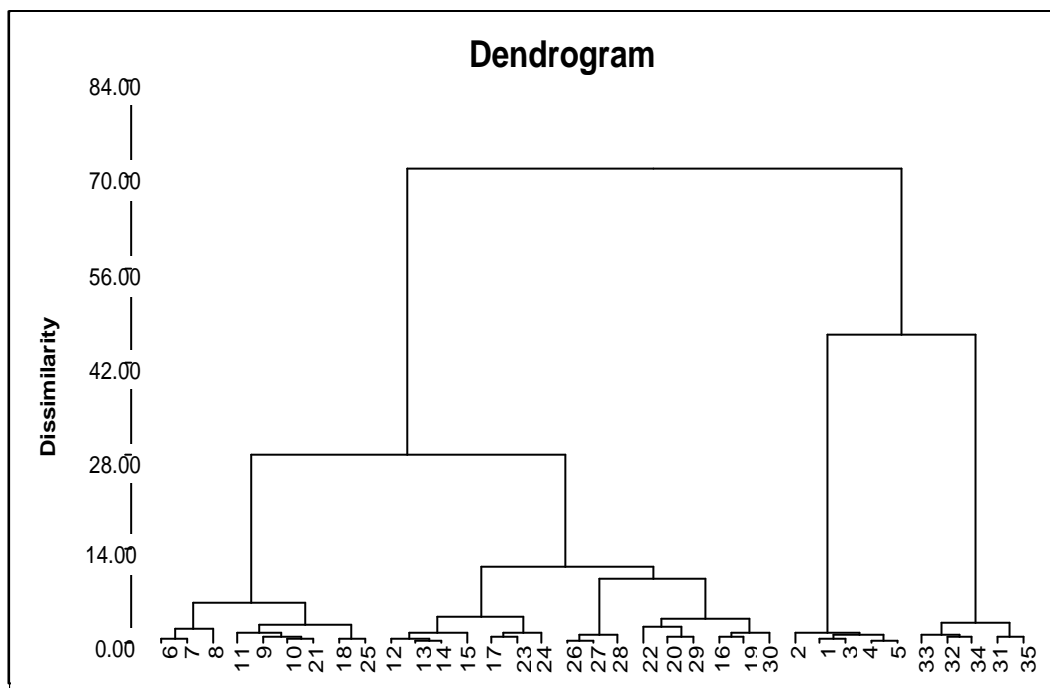


Fig. 5.37: Dendrograma resultante da Análise de Agrupamento entre amostras. Dois grandes grupos reúnem as amostras de topo e base (direita) e as amostras do restante da seção (esquerda).

Como visto na figura 5.37 os intervalos foram reagrupados sendo que os extremos do perfil (amostras de 1-5 e de 31-35), que representam os intervalos de siltito cinza e de siltito amarelo, formaram um grande grupo à direita do dendrograma. A interpretação para essa similaridade está ligada ao fato de possuírem maturidade textural diferenciada dos outros intervalos.

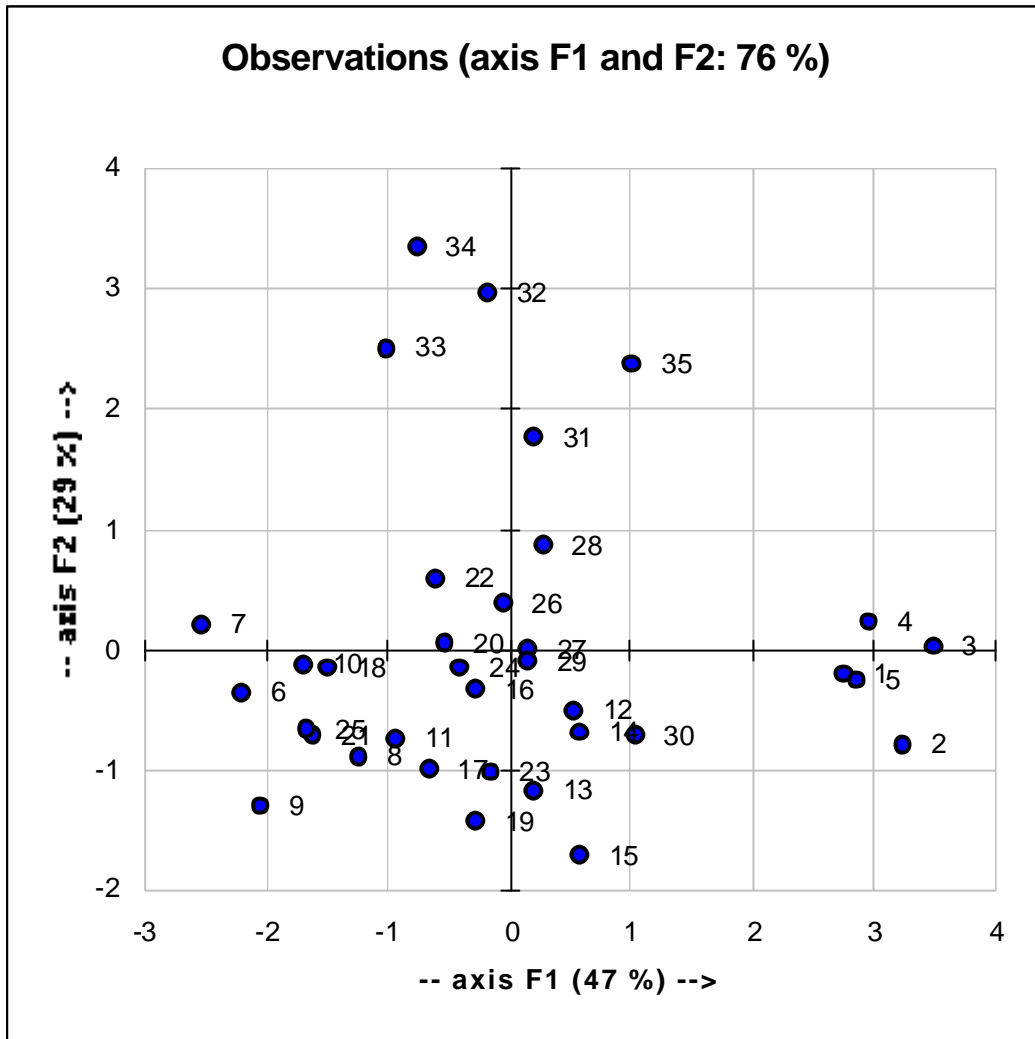


Fig. 5.38: Análise de Componentes Principais, realizada com as amostras coletadas na mina Partezani.

Tabela 5.2: Matriz de correlação entre as variáveis.

	Var1	Var2	Var3	Var4	Var5
Var1	1	-0,327	-0,567	0,721	0,016
Var2	-0,327	1	-0,167	-0,403	0,271
Var3	-0,567	-0,167	1	-0,451	-0,323
Var4	0,721	-0,403	-0,451	1	0,324
Var5	0,016	0,271	-0,323	0,324	1

Variáveis: 1 = relação silte/argila; 2 = TRF; 3 = AA; 4 = IR e 5 = RM.

Na figura 5.38 pode-se observar que os dois eixos explicam 76% da variação de todo o conjunto; no extremo dos eixos dessa figura estão agrupadas as amostras que apresentaram como principal característica elevada maturidade textural, cada uma em um dos eixos. Através dessa análise ficou comprovado que a maturidade textural das rochas é fator que pode ser utilizado na compartimentação dos depósitos argilosos, pois não se modifica com a diagênese subsequente. Além disso, a composição mineralógica das rochas, conforme foi observado, varia de forma aleatória ao longo do perfil, e a eficácia do método depende de regularidade na variação do parâmetro.

A correlação entre as variáveis (Tabela 5.2) oferece mais alguma informação sobre os dados, que pode ser útil na interpretação dos resultados. A maior correlação (positiva) observada foi entre as variáveis 1 e 4, que se referem aos valores da relação silte/argila e do índice de retração após queima. Considerando-se que o índice de retração é condicionado pela presença de argilominerais expansivos, e que a presença desses normalmente está associada ao percentual de argilominerais na rocha, essa correlação é facilmente explicada.

6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Considerando que os intervalos discriminados no capítulo anterior assinalam os processos sedimentares originais de formação das rochas sedimentares presentes na área da mina, pelo que verifica em seus parâmetros texturais, se deduz que essa delimitação corresponde a mudanças nas condições de deposição dos sedimentos. Essas mudanças, por sua vez, refletem essencialmente a profundidade da lâmina d'água e, portanto, a energia do meio. Isso quer dizer que os limites entre os intervalos da Formação Corumbataí na área marcam a interrupção nos ciclos contínuos de agradação pelos quais essa porção da bacia passava ao final do Permiano, pela instalação de episódios transgressivos.

Normalmente o limite é marcado por uma camada de lamito maciço ou argilito, abaixo do qual predominam siltitos interlaminados, numa sucessão que indica condições de deposição dos sedimentos sujeitas a mudanças graduais e cíclicas. As camadas com predomínio de sedimentos argilosos vão se afinando, substituídas por estratos preferencialmente mais siltosos em direção ao topo de cada intervalo. Nesse contexto, as camadas de argilito ou de lamito representam a instalação de condições de deposição sob lâminas d'água mais profundas, em que a interface de sedimentação estava situada abaixo do nível de base das ondas.

Essa separação permite que o grupo de minas que compõem as reservas de "argila" disponíveis na região pode ser mapeado em função dos parâmetros texturais das rochas, utilizando os critérios de campo para estimar o predomínio entre as frações silte/argila. Seguindo esses critérios foram identificados quatro grupos de rocha na área de estudo: Siltitos, Siltitos argilosos, Lamitos, e Argilitos, que estão representados na Mina Partezani por seis litotipos diferenciados: Siltito cinza, Argilito violáceo, Siltito roxo, Siltito vermelho, Lamito vermelho e Siltito amarelo.

Vê-se, então, que o aspecto textural foi quantificado e utilizado com resultados significativos na comparação dos intervalos presentes na Mina Partezani com aqueles de duas outras minas da região (Sartori e Cruzeiro), segundo critérios táctil-visuais. Esse mesmo tipo de análise estatística já foi

empregado com êxito em outras áreas de ocorrência da Formação Corumbataí (Masson, 2002) e do Grupo Itararé (Monteiro et al., 2000) onde os valores obtidos nos ensaios físico-cerâmicos foram objeto de análise estatística multivariada.

A análise da influência desse parâmetro nas propriedades cerâmicas revela uma boa correlação com a Absorção de Água (ver Tab. 5.2 na p. 110), muito embora não seja uma relação direta entre as duas variáveis. As amostras que apresentam maior porcentagem de silte (Siltito cinza e Siltito amarelo) são desiguais quanto ao índice de AA, sendo maior no Siltito amarelo. Essa diferença reflete as diferenças entre os dois litotipos quanto à maturidade textural: No siltito cinza a distribuição dos pontos no diagrama textural concentra-se em torno de um agrupamento (ver p. 73) enquanto que no siltito amarelo é mais dispersa (p. 104).

Na preparação dos corpos de prova (prensagem) observou-se compactação mais densa do pó moído com amostras de Siltito cinza. A homogeneidade textural do Siltito cinza parece favorecer o empacotamento.

Quanto ao siltito amarelo, a maior absorção de água pode estar relacionada ao conteúdo em areia que algumas de suas amostras apresentaram. Quando foram realizados testes com os litotipos mais “arenosos”, individualmente, o índice de AA apresentou valores sempre acima da média.

Um outro aspecto que merece menção é a sinterização proporcionada pelos diferentes tipos de cimento, essencialmente feldspático em uns e ferruginoso em outros, o que lhes confere particularidades após a queima.

De qualquer maneira, a correlação foi positiva no sentido de demonstrar a viabilidade de separação dos intervalos com base nas suas características texturais, uma vez que a variância interamostra e entre os agrupamentos reflete as características de maturidade, que cada litotipo apresenta.

Além dessas questões relacionadas com o ambiente deposicional dos sedimentos da unidade em questão, sabe-se que a diagênese foi responsável por grandes transformações, que variam em função da composição mineralógica de seus componentes, dos fluidos (soluções conatas) e da disponibilidade de cátions, sob diferentes condições geoquímicas do meio em que se processam essas reações.

Da assembléia mineralógica atual pode-se atribuir à diagênese os seguintes processos cristaloquímicos:

- ?? Formação de nódulos ferruginosos;
- ?? Precipitação de sílica (calcedônia);
- ?? Transformação de argilominerais originais em clorita (chamosita) via interestratificados de esmectita-clorita;
- ?? Crescimento e cristalização de illita;
- ?? Precipitação de calcita;
- ?? Precipitação de albita e;
- ?? Precipitação de hematita.

Cada uma dessas transformações ocorreu sob a interação das soluções geradas pelo restante dos processos de neoformação, mas que isoladamente podem ser descritas da seguinte forma:

A formação de nódulos ferruginosos precedeu a compactação dos sedimentos, pois os nódulos apresentam feições de acomodação das camadas adjacentes e apresentam-se deformados. Sua formação deu-se em condições oxidantes, favoráveis à precipitação de ferro.

A precipitação de calcedônia ocorreu durante os estágios iniciais da diagênese, quando a sílica dissolvida proveniente da Formação Irati encontrou condições de estabilização na base dos sedimentos da unidade em estudo; concreções de sílica são comuns no topo da primeira, e foram descritas por Yamamoto et al. (2004) em Ipeúna, nas camadas que compõem a transição Irati/Corumbataí. Nas amostras de Siltito roxo maciço foram observados restos fósseis substituídos por calcedônia, que devem corresponder a essa fase da diagênese.

A transformação de aluminossilicatos amorfos, provavelmente presentes nos sedimentos originais, como indica a literatura consultada, em argilominerais mais estáveis às condições de soterramento deu origem a esmectita via esmectita-clorita; em alguns intervalos foi identificada clorita (chamosita), principalmente nos litotipos em que predomina a matriz. A predominância de um

ou de outro tipo de argilomineral reflete principalmente a presença de soluções contendo Mg ou Fe^{2+} . A transformação de esmectita em illita e clorita via interestratificados tem início, segundo Singer & Miller (1983) em temperaturas na faixa de 70–95° C. Aoyagi & Kazama (1980) estimaram a temperatura de transição de montmorillonita para interestratificados em 104° C e de interestratificados para illita em 137° C. De acordo com Dunoyer de Segonzac (1970) a presença ou ausência de montmorillonita (esmectita) não é um indicador seguro da temperatura alcançada, embora tenha proposto que nos estágios mais avançados da diagênese a montmorillonita e os interestratificados irregulares desaparecem. Pelo que se observa, a temperatura não foi o único fator a controlar a evolução diagenética dos argilominerais na área de estudo, que também resultou na formação de illita.

A formação de illita têm início nos estágios iniciais da diagênese, quando os sedimentos entram em contato com águas contendo K, e prossegue por toda a sua evolução, como apontaram Bayley et al. (1962). Em rochas sedimentares do Paleozóico é comum, segundo os autores, a ocorrência de illita tanto detrítica como neoformada. A principal diferença entre os dois tipos de illita é a sua cristalinidade, passando de polimorfos tipo 1Md e 1M nas illitas detríticas para polimorfos tipo 2M. Dessa forma pode-se atribuir o mesmo processo de crescimento dos cristais de illita no Sltito roxo maciço, em que se observou cristais com dimensões na faixa de 20 μm . De qualquer forma, o processo que gerou o crescimento das illitas também foi acompanhado pela formação de chamosita, transformação comum em sedimentos ferruginosos.

A neoformação de albita está associada à transformação de minerais precursores que ocuparam os interstícios das rochas após a sua consolidação, uma vez que dependem de condições que só devem ter ocorrido após a fase inicial de soterramento. A feldspatização pervasiva nos litotipos menos argilosos indica que o processo de formação se deu sob influência de soluções conatas, que teriam percolado preferencialmente os estratos mais permeáveis. Fraturas preenchidas por material enriquecido em albita foram observadas em vários locais de ocorrência da Formação Corumbataí, o que sugere a sua formação associada

a uma fase da diagênese em que os sedimentos já haviam se consolidado. O mineral precursor da albita foi interpretado como uma zeólita (analcima); não se descarta, porém, a sua origem a partir de outros aluminossilicatos, como sugerem os trabalhos de Thiel (1937) e Berg (1952) entre outros. Para esses autores a feldspatização pode ser o resultado da reação entre argilominerais e águas com elevado conteúdo em potássio.

Pelas feições observadas em lâmina a precipitação de calcita se deu em mais de uma fase da diagênese. Ao estágio final correspondem os cristais que se precipitaram em microfissuras e fraturas observadas nas rochas, com textura poiquiloblástica. Calcita aureolar envolvendo nucleações de hematita é outra forma de ocorrência que provavelmente se remete aos estágios finais da diagênese.

A precipitação de hematita foi condicionada por condições oxidantes, provavelmente associada a eventos de percolação de soluções durante o magmatismo, e durante a ação de água meteórica no Terciário, durante a sedimentação da Formação Rio Claro.

Para ordenar a seqüência de processos diagenéticos num esquema simplificado é preciso recompor os três principais eventos que foram propícios às transformações sugeridas. O primeiro desses esteve relacionado ao período de sedimentação no Permiano superior e posterior soterramento no decorrer do Triássico.; o segundo atribui-se à reativação da Placa Sulamericana no Cretáceo, com magmatismo básico associado. O terceiro desses eventos, do Terciário, associado à deposição da Formação Rio Claro.

Ao primeiro estágio atribui-se a formação de illita e esmectita clorita, com o soterramento. O cimento das rochas também sofreu transformações nesse estágio diagenético do Permo-Triássico, quando analcima parece ter se formado às expensas de aluminossilicatos amorfos, ou mesmo de argilominerais em reação com as soluções conatas alcalinas. Ao final desse estágio albita pode ter se formado na evolução diagenética do cimento.

O segundo evento foi marcado por soluções hidrotermais geradas pela percolação de águas meteóricas através de fraturas ou de estratos permeáveis,

que atingiram os corpos intrusivos alojados entre as rochas sedimentares, já consolidadas. A esse evento estariam associadas transformações localizadas ao longo de fraturas e falhas, de minerais da matriz em illita, que predomina entre os litotipos mais afetados.

Com o fraturamento ocorreu a adução de águas meteóricas acumuladas no arenito Pirambóia, que aquecidas nas proximidades dos corpos magmáticos, ressurgiam enriquecidas em cátions, de Ca, Na e K principalmente, precipitando, além de albita, calcita, hematita e clorita em alguns casos. A formação de albita ficou registrada em feições que se devem a essa fase da diagênese. Nos litotipos mais argilosos a percolação das soluções foi mais restrita, onde ficaram preservados argilominerais interestratificados. A ausência de albita no argilito sugere percolação de fluidos mineralizantes após a completa impermeabilização dessa rocha, ou ausência do mineral/cimento precursor.

O Siltito roxo é o litotipo em que essa transformação diagenética fica mais evidente, pela sua “descoloração” ao longo dos planos de falha e fratura (ver foto no cap. 5). O Siltito roxo é o tipo que contém maior diversidade de argilominerais na matriz, o que lhe confere a cor escura da chamosita, dos interestratificados e da hematita. Nas descontinuidades em que as soluções hidrotermais reagiram com a rocha houve a remobilização de parte da matriz argilosa ou sua illitização.

A calcita é outro mineral que vai ser remobilizado pelas soluções hidrotermais precipitando em fraturas e microfissuras dessa fase. A clorita parece estar associada ao extremo das transformações dos minerais da matriz, restrita às fraturas mais abertas e falhas que cortam os estratos.

Ao final implantam-se condições de deposição da Formação Rio Claro, no Terciário, que direciona reações de degradação de argilominerais acompanhada de processos influenciados pela ação de soluções ácidas. Novamente os litotipos mais impermeáveis parecem ter ficado imunes à ação dessas soluções, cujo fluxo se deu principalmente através das descontinuidades

A principal transformação envolve os argilominerais, que normalmente formam illita a partir de esmectitas, via interestratificados, pela perda de água interplanar, mas que depende da presença de K^+ nas soluções; a precipitação de cimento nos estágios iniciais da diagênese vai agregar mais um componente ao sistema, que está sujeito a substituições ou transformações posteriores.

Entre os argilominerais identificados nos litotipos verificou-se a predominância da illita, o que explica ao menos em parte a importância da matéria-prima da Formação Corumbataí para a indústria cerâmica. Não sendo expansiva a illita proporciona plasticidade e estabilidade dimensional à massa. Em ordem de importância ainda foram identificados clorita (chamosita), esmectita, esmectita-clorita e interestratificados irregulares entre os argilominerais na matriz das rochas.

A distribuição dos argilominerais foi analisada em seção vertical, que representa a sucessão de eventos registrados nos litotipos na área da mina, no decorrer de sua formação. Os litotipos mais ricos em argilominerais foram mais sensíveis e reativos às transformações, mas por outro lado tornaram-se mais impermeáveis após a saída da água dos sedimentos pela compactação. Isso implica que não sofreram a ação de soluções após a fase de soterramento, diferentemente dos litotipos mais siltosos.

O outro componente incorporado aos sedimentos que tem importância na composição final dos litotipos é o cimento, constituído por albita, hematita e calcita, nessa ordem de frequência. Assim visto, a seção estudada registra pelo menos três litotipos distintos quanto ao aspecto mineralógico: (a) Siltitos arcoseanos, (b) Siltitos argilosos e Lamitos (como adotado neste trabalho) e (c) Argilitos.

Nos Siltitos arcoseanos, representados pelos intervalos de Siltito cinza (amostras 1-5) e Siltito amarelo (amostras 26-35), a fração silte predomina e o mineral da matriz é illita, com cimento constituído predominantemente por albita, com calcita em alguns níveis.

Nos siltitos argilosos, representados pelos intervalos de Siltito roxo, Siltito vermelho e Lamito vermelh, a fração fina é mais diversificada contendo o três argilominerais mencionados anteriormente. Essa diversidade resulta em diferente comportamento cerâmico quanto ao índice de retração (IR) e quanto a resistência à flexão (TRF), parâmetros que oscilam dentro de limites aceitáveis para os padrões pretendidos pela indústria. Esses dados foram obtidos com os litotipos da Mina Partezani, em ensaios que simularam misturas entre eles (litotipos e não amostras). O cimento é principalmente ferruginoso nesses litotipos, e ocasionalmente calcita.

No Argilito violáceo a fração fina predomina numa razão de 20 a 30% em peso da rocha, que não apresenta cimento. Cabe ressaltar que essa proporção foi medida com a fração fina que decantou em proveta no ensaio de separação, e corresponde ao peso seco em estufa, razão pela qual não deve ser confundida (a proporção) com a razão silte/argila ou arcabouço/matriz observada em microscópio, que representa a distribuição em volume das duas frações.

Já resolvido

Com esse quadro textural e mineralógico dos litotipos, e levando em consideração o ambiente deposicional com suas características geoquímicas,

Abrir artigo discussão

Falar sobre a instabilidade dos interestratificados sob soterramento profundo e porque a esmectita ainda se encontra preservada (se encontra?)

A importância da temperatura (mas não tão elevada)

A Calcedônia (silicificação) representada pela substituição de dentes e restos fósseis

O tempo geológico que favoreceu o desenvolvimento da illita em detrimento de clorita (predomínio de potássio).

berthierina → chamosita

filossilicatos hidratados → illita

analcima → albita

PAREI AQUI

Os resultados, de um modo geral, permitem algumas considerações sobre a seqüência de eventos sedimentares e diagenéticos que resultaram no pacote de rochas pelíticas da Formação Corumbataí na mina Partezani. Do ponto de vista estratigráfico, não foi possível estabelecer relações entre a geometria dos corpos sedimentares e os prováveis processos atuantes no sistema deposicional; a dinâmica desses processos ficou registrada em fácies que estão distribuídas nos afloramentos, sob a forma de corpos muito irregulares. A tectônica, a interferência de intrusivas e do hidrotermalismo associado, a circulação de soluções e as mudanças nas condições geoquímicas desde o Permiano são parte de um todo inescrutável do ponto de vista sedimentar, e que ultrapassam a escala de análise utilizada e o escopo do presente trabalho.

Vale a pena ressaltar que a seqüência de eventos foi marcada por uma ciclicidade durante a deposição; condicionada principalmente por oscilações eustáticas, em substrato subhorizontal, o que permite alguma correlação dos intervalos definidos na Mina Partezani com aqueles presentes em outras áreas de

extração de matéria-prima cerâmica do pólo de Santa Gertrudes, no que se refere à litoestratigrafia, em particular no reconhecimento de padrões de distribuição vertical de fácies com expressiva continuidade lateral. Ciclos de deposição sob condições de águas mais rasas favoreceram a formação de camadas com maior proporção silte/argila; estas são sucedidas por camadas com predomínio de argila, delimitadas na sua base por um contato bem definido.

A influência do paleoclima se faz notar nas intercalações menores, em ciclos de mais alta frequência, que alternam camadas claras de siltito bem selecionado a camadas escuras e argilosas. Essa alternância só não se apresenta nas camadas de argilito, de aspecto maciço, formado provavelmente sob condições de águas relativamente mais profundas, em que a paleoborda da bacia se encontrava mais distante.

Todo o pacote encontra-se bastante cortado por falhas e fraturas, conforme se observa em afloramentos da Mina Partezani por onde ocorreu percolação de fluidos que promoveram transformações mineralógicas. Esses fluidos também se infiltraram lateralmente em camadas mais permeáveis, mascarando suas características originais. Essa percolação é um dos processos que dificulta a correlação ao longo da mesma frente de lavra, mas principalmente entre diferentes minas. Em decorrência disso o que se deve buscar é a compreensão do papel da tectônica na configuração final dos depósitos segmentados em blocos (macroescala), com diferenças significativas em sua composição mineralógica. Pelo menos três conjuntos de falhas e fraturas associadas, observadas na área de estudo, marcaram as rochas com diferentes resultados.

A fragmentação do material, formando brecha, foi resultado de um dos tipos encontrados, o que indica um evento após a consolidação dos sedimentos. Falhas muito irregulares que foram preenchidas por material enriquecido em cimento feldspático e ferruginoso, parecem estar associadas a uma outra fase de reativação de estruturas; nessas a movimentação relativa não teria provocado a fragmentação das rochas.

As descontinuidades laterais encontradas nas minas são, em sua maioria, o resultado da reação dos fluidos com os minerais originalmente presentes nas

camadas. Como as falhas não apresentam rejeito e muitos dos seus planos são irregulares, não é fácil de se identificar essa interferência, mas a percolação foi favorecida por camadas mais permeáveis, o que justifica o reconhecimento de uma condicionante litológica nas heterogeneidades laterais.

As rochas utilizadas pela indústria cerâmica apresentam associações distintas de litotipos nas porções norte e sul da área de afloramentos da Formação Corumbataí, da região do pólo cerâmico de Santa Gertrudes. Ao norte predominam afloramentos das porções intermediária e superior da unidade, compostas predominantemente por ritmitos, em pares de camadas siltico-arenosas com cimento carbonático bem desenvolvido; na porção sul camadas mais espessas de lamitos maciços gradam verticalmente para ritmitos, com pares de siltito-argilito e cimento constituído por diferentes minerais, que representam as porções inferiores, próximas ao contato com a Formação Irati.

A diferença entre as associações se deve em parte pela posição que as rochas de cada uma das áreas ocupam no perfil da formação: ao norte estão aquelas que representam as porções superiores, em contato erosivo com a Formação Pirambóia; ao sul estão concentrados os estratos da base da formação, próximo ao contato com a Formação Irati, truncadas no topo pelos sedimentos pouco consolidados da Formação Rio Claro. Isso nem sempre corresponde à realidade, em função do posicionamento altimétrico de cada uma das cavas, mas serve como referência para um estudo mais detalhado da distribuição das associações de litotipos na região.

Isso é objetivo

O conhecimento geológico de uma rocha sedimentar envolve questões relacionadas à sua gênese, aos processos de transformação dos minerais constituintes, ao tamanho dos grãos e partículas agregadas. Os componentes dessa rocha desempenham papel fundamental nas suas propriedades, como por exemplo, a constituição do cimento que lhe confere coesão e tenacidade.

Uma das propriedades que se revelou mais limitante na utilização dessas rochas pela indústria cerâmica, foi a sua elevada resistência à desagregação, ou seja, à moagem. Alguns litotipos resultam em elevado resíduo de moagem, sinal de que devem conter maiores teores em cimento.

PAREI AQUI

A influência do clima também se faz notar nas intercalações menores, que alternam camadas claras e bem selecionadas com camadas escuras e argilosas. Todo o pacote, no entanto, encontra-se bastante seccionado por falhas que tornam a correlação estratigráfica muito complicada na região. Em decorrência disso, o que se deve buscar é uma compreensão do papel da tectônica na composição dos blocos ou setores que contêm a unidade nesse contexto. As rochas utilizadas pela indústria cerâmica apresentam associações distintas de litotipos nas porções norte e sul da sua área de afloramentos. Ao norte a formação é composta predominantemente por ritmitos, em pares de camadas siltico-arenosas com cimento carbonático bem desenvolvido; na porção sul camadas mais espessas de lamitos maciços gradam verticalmente para ritmitos, com pares de siltito-argilito e cimento constituído por diferentes minerais. Pelo menos três dessas paraseqüências foram observadas. Essa diferença se deve em parte pela posição que as rochas de cada uma das áreas ocupam no perfil da unidade: ao sul estão concentrados os estratos que representam a base da formação, próximo ao contato com a Formação Irati truncados no topo pelos sedimentos pouco consolidados da Formação Rio Claro; ao norte estão aquelas que representam as porções superiores, em contato erosivo com a Formação Pirambóia, sobreposta.

A partir da premissa de que os sedimentos siliciclásticos da FC foram depositados como consequência de um soerguimento na área fonte (anteriormente indicado), que teria ocorrido no final do Permiano, as porções marginais da bacia estariam particularmente mais sensíveis às mudanças, registrando tais variações na composição e estrutura dos sedimentos. A superimposição de eventos globais (tectônicos, eustáticos e climáticos) resultou em um ambiente de águas que se alternaram entre rasas e que prevaleceu durante todo o tempo de deposição da formação, com oscilações nas condições de salinidade,

A tectônica do Cretáceo remodelou a paisagem e expôs à erosão parte do registro sedimentar, que posteriormente viria a ser recoberto por sedimentos no Terciário. Na região de Rio Claro, isso ocorreu com a Formação Pirambóia e a parte superior da Formação Corumbataí, erodidas em áreas ao redor do Alto Estrutural de Pitanga. Dessa forma as porções que ficaram sujeitas à erosão apresentam a Formação Rio Claro sobreposta diretamente à Formação Corumbataí, enquanto que outras áreas apresentam o registro completo.

Quanto às características herdadas do período de sedimentação da unidade, somam-se evidências de que a natureza do ambiente deposicional era de uma bacia com águas episodicamente muito salinas, pelo escape de águas conatas da formação Irati, subjacente, aliado ao fato de sua restrição sob clima seco. A erosão na área fonte ocorreu de tal forma que, minerais instáveis ao intemperismo químico, como o feldspato e a biotita, permaneceram inalterados, o que indica condições de clima árido na área fonte, pelo menos ao final do período de deposição, quando se formara os depósitos do topo da seção estudada (intervalo de siltitos amarelos. De que outra forma o feldspato haveria de se preservar da alteração, em grãos de dimensões microscópicas?

A consequência de condições climáticas episodicamente áridas foi a preservação de quantidades apreciáveis de minerais instáveis, principalmente feldspatos nos sedimentos; a morfologia dos grãos desse mineral, observada em microscópio ótico, indica origem detrítica para eles.

A alternância de condições climáticas secas e úmidas se encontra registrada, portanto, na maturidade mineralógica dos sedimentos. A presença de minerais instáveis ao intemperismo químico, como a biotita e o feldspato, preservados nos horizontes constituídos por clásticos essencialmente finos (sem areia) é mais facilmente explicada encontra mais consistência se considerado apenas transporte eólico desses sedimentos. Aos períodos de clima seco estão relacionadas camadas com pouca matriz, que se alternam com as camadas de rochas argilosas (lamitos a argilitos).

A análise petrográfica microscópica revelou que as rochas são constituídas por grãos detríticos de quartzo e feldspato na dimensão silte, e ocasionalmente com dimensões na fração areia muito fina. Análise de difratometria de raios-X da fração argila aponta para a presença desses minerais também em dimensões abaixo do limite silte-argila.

A Formação Corumbataí, apesar da tendência geral regressiva da seqüência em que se insere, de acordo com Rohn & Lavina (1993), contém algumas discordâncias intraformacionais e possíveis “onlaps”, especialmente mais próximo a paleoborda. Na porção intermediária da seção (intervalo de siltito vermelho) o aporte de sedimentos aumentou consideravelmente, como apontam as estruturas de deformação sindeposicional (laminação convoluta, fluidificação) que resultam da instabilização dos depósitos. A presença de biotita nas intercalações “claras” desse intervalo indicam a permanência de condições áridas. A taxa de suprimento pode ter aumentado em função do soerguimento das terras emersas; a espessura das intercalações aumenta mas a importância da eustasia ainda se faz sentir na área pela presença de uma camada espessa de finos na altura do intervalo de lamitos vermelhos (terço superior da seção).

A ocorrência de intercalações de argilito e/ou lamito, com espessuras da ordem de três metros, ao longo de toda a seção, apontam para uma variação significativa no comportamento da matéria-prima cerâmica, em seu aspecto textural, que se reflete no seu resíduo de moagem; rochas mais argilosas apresentam maior tenacidade e, portanto, maior resistência à desagregação em moinho. Essa variação, no entanto, é condicionada por eventos de cimentação,

que estão relacionados à componente textural, mas por um outro motivo: as rochas mais porosas, com menor teor de matriz argilosa, foram cimentadas de forma mais efetiva, por minerais secundários, que podem interferir positivamente na composição da massa, quanto ao desempenho durante a queima, mas também vão resultar em maior resíduo na moagem. Essas foram as principais respostas obtidas pela análise dos resultados, na explicação de variáveis físico químicas, condicionadas pelos componentes mineralógicos das rochas.

A unidade em questão é formada, em resumo, por rochas heterolíticas com diferentes teores de cimento, condicionadas por uma evolução diagenética policíclica. Basicamente são siltitos quartzo-feldspáticos com matriz argilosa, em proporções que variam em decorrência de fatores climáticos e da profundidade da lâmina d'água.

A seqüência de eventos diagenéticos das rochas se deu pela seqüência de eventos ordenados a seguir, em que alguns deles não ficaram restritos apenas a uma determinada época dessa evolução.

Nos períodos iniciais da deposição dos sedimentos, foi comum a precipitação de sais, entre os quais o carbonato de sódio em condições de isolamento da bacia, contendo águas com elevada salinidade; esse foi um dos fenômenos que deu origem à formação de analcita, provável precursor da albita, um dos principais formadores do cimento da maioria das rochas presentes na área. As camadas basais são formadas por siltitos bem selecionados com indícios de eventual exposição subaérea em que devem ter prevalecido essas condições de águas rasas, em constante agitação. O cimento feldspático presente nessas camadas é um dos primeiros minerais formados durante a diagênese.

A chamosita se formou na eodiagênese às expensas de outros argilominerais tipo bertierita ou mesmo de esmectita, e do ferro, precipitado junto aos sedimentos. A sua formação ocorreu em condições físico-químicas que favoreceram a preservação de minerais argilosos na rocha. Nesses períodos,

ocorreu a decantação de finos sob condições de clima úmido em que a interface sedimento-água estava situada abaixo da linha de ação das ondas.

A transformação de esmectita em illita, via interestratificados, normalmente têm início logo após a deposição dos sedimentos, pela reação com o potássio presente nas águas do mar, mas continua ocorrendo por toda a evolução diagenética de maneira consistente. A ausência de esmectita em muitas das camadas reflete essa transformação. Ao menos no contexto da área de estudo, predominam interestratificados irregulares e esmectita-clorita entre as expansivas. As transformações de aluminossilicatos amorfos, produto de intemperismo, em argilas cristalinas também teve muita importância na formação da matriz. Esses minerais precursores da matriz também contribuíram na neoformação de albita presente no cimento.

A afirmação de que em sedimentos pelíticos ocorre aumento no conteúdo de illita e de feldspato acompanhado da redução ou desaparecimento de amorfos (ver cap. 2, p. 21) torna consistente essa hipótese.

Após a expulsão das águas conatas, em processo de compactação, ocorreu a dissolução de grãos de feldspato e/ou de quartzo, substituídos por calcita. A dissolução gerou fluidos ricos em sódio, que contribuíram com a continuação do processo de cimentação feldspática, generalizada nas camadas que compõem a seção estudada. Apenas as camadas já consolidadas, de caráter argiloso, não sofreram essa cimentação feldspática. A ausência de albita no intervalo de argilite violáceo é sinal dessa relação entre albitização e camadas porosas. Uma feição com evidências de “fluxo” de soluções, na brecha intraformacional do ritmito da base da seção, também reforça a hipótese.

Nessa mesma camada de ritmito foram observadas feições diagenéticas que são atribuídas ao magmatismo básico do Mesozóico, quando correntes de convecção de águas meteóricas aquecidas pelas intrusivas promoveram a lixiviação de alguns elementos ao longo de planos de fratura e falhas e precipitaram principalmente cimento ferruginoso (hematita) nas camadas porosas, após seu resfriamento.

A principal decorrência desses fatos é a variação no resíduo de moagem, das rochas com maior teor em cimento, o que não pode ser previsto pela simples observação dos litotipos em campo; caracterização mineralógica e química são importantes na detecção desse componente. Os outros parâmetros cerâmicos (índice de retração e absorção d'água) estão associados ao componente matriz, que pode ser medido pela separação das frações silte-argila. A sugestão é que se acompanhe ensaios dessa natureza com análise petrográfica.

O que representa essa estreita associação entre o parâmetro textural e a Absorção de Água quanto aos processos sedimentares, que em primeira análise mostraram correspondência? A energia do meio, intimamente relacionada a profundidade da lâmina d'água, promove a maior ou menor dispersão de partículas finas durante os estágios iniciais da diagênese, na fase em que os sedimentos ainda encontram-se em uma fase de interação com a água, na interface de sedimentação. **Esse estágio é caracterizado pela separação**

De um modo geral a temperatura não atingiu valores acima dessa faixa, com exceção das áreas de influência das intrusivas básicas.

7. BIBLIOGRAFIA

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. *NBR 13816: Placas Cerâmicas para Revestimentos – Terminologia*. Rio de Janeiro. 1997.

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. *NBR 13817: Placas Cerâmicas para Revestimentos – Classificação*. Rio de Janeiro. 1997.

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. *NBR 13818: Placas Cerâmicas para Revestimentos – Especificação e Métodos de Ensaio*. Rio de Janeiro. 1997.

ADDINSOFT XLSTAT – versão 7.0 WEB: <http://www.xlstat.com/indexus.html> 2004.

ALARCOM, C.M. *Licófitas da Formação Corumbataí, Grupo passa Dois, Neopermiano, Bacia do Paraná, na região de Artemis, município de Piracicaba, SP-Brasil*. 1998. 97p. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Guarulhos. Guarulhos, 1998.

ALMEIDA, E. B.; ALEGRI, V.; FUGIE, A.; ZANDONADI, A. R.; COSTA, M. N. S.; CARVALHO, S. G.; PRADO, A. C. A. & MIJOLARO, W. Caracterização tecnológica dos sedimentos da Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, na folha 4 da mina Cruzeiro, município de Limeira (SP). *Revista Universidade Guarulhos – Geociências*, Guarulhos, n. 6, dez., p. 61-68. 2002.

ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Orgs.). *Geología do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. pp. 43-58.

ANDERSSON, P. O. D. & WORDEN. R. H. Mudstones of the Tanqua Basin, South Africa: an analysis of lateral and stratigraphic variations within mudstones, and a comparison of mudstones within and between turbidite fans. *Sedimentology*, n. 51: p. 479-506. 2004. Disponível em: < <http://www.blackwell-synergy.com/links/doi/10.1111/j.1365-3091.2004.00633.x/full/>>. Acesso em 02. jan 2005.

ANFACER – Associação Nacional dos Fabricantes de Cerâmica de Revestimento. Exportações de revestimentos crescem 21,4% em abril. Disponível em: <www.netcomex.com.br,>. Acesso em: 21 mai. 2004.

AOYAGI, K. & KAZAMA, T. Transformational changes of clay minerals, zeolites and sílica minerals during diagenesis. *Sedimentology*, 27: 179-188. 1980.

- ARAÚJO, L. M. & TRIGÜIS, J. A. Avaliação de efeito térmico das intrusivas ígneas nas rochas geradoras da Fm. Irati/Membro Assistência. Petrobrás, Relatório interno, Curitiba, 260 p. 1996.
- BAILEY S. W. Chlorites: Structures and crystal chemistry: in: BAILEY, S. W. (Ed.). *Hidrous phyllosilicates* (exclusive of micas). Chelsea, Michigan: Book Crafters, 1991. p. 347-403. (Reviews in Mineralogy, 19).
- BAILEY, S.W.; HURLEY, P.M.; FAIRBAIRN, H.W. & PINSON, W.H. K-Ar dating of sedimentary illite polytypes. *Geological Society of América Bulletin*, 73: 1167-1170. 1962.
- BAYLISS, P. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*, 13: 178-180. 1975.
- BERNARDES, E. S. *Fatores condicionantes do comportamento cerâmico das argilas plásticas de uma jazida do Subgrupo Itararé em Jundiá-SP*. 2001. 73 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.
- BERNARDES, E.S.; ALMEIDA, E.B.; MORENO, M.M.T & ZANARDO, A. Evidência de exposição sub-aérea na transição Irati-Corumbataí, na região de Rio Claro-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá. *Anais...Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais*. 2004. 1 CD-ROM.
- BISSEL, H. J. Sílica in sediment of the Upper Paleozoic of the Cordilleran area. In: *Silica in sediments – Society Economic Paleontologists and Mineralogists*, Spec. Publ. n. 7, p. 150-185. 1959.
- BJØRLYKKE, K. Diagenetic reactions in sandstones. In: *Sediment diagenesis*. A. Parker & B.W. Selwood (eds.), pp. 169-214. NATO ASI Series C: v. 115, Reidel, Dordrecht. 1983.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G. & MURRAY, R. *Origin of sedimentary rocks*. 2 ed. New Jersey, Prentice-Hall. 728 p. 1980.
- CARROL, D.. *Clay minerals: a guide to their X-ray identification*. Geol. Soc. Am. Spec. Pub. 126 p. 1970.
- CAROZZI, A. V. *Microscopic sedimentary petrography*. 2 ed. New York, Robert E. Krieger. 1972.
- CAS, R. *Sedimentary geology: lecture notes*. Monash University Earth Sciences, 2000. Disponível em: <

<http://www.earth.monash.edu.au/ESC3211/Diagenesis.html>> Acesso em 22 dez. 2004.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. São Paulo. Edgar Blücher, 188 p. 1980.

CHRISTOFOLETTI, S. R. *Estudo mineralógico, químico e textural das rochas sedimentares da Formação Corumbataí "jazida Cruzeiro", e suas implicações nos processos e produtos cerâmicos*. 1999. 120 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

CHRISTOFOLETTI, S. R. *Um modelo de classificação geológico-tecnológica das argilas da Formação Corumbataí utilizadas nas indústrias do pólo cerâmico de Santa Gertrudes*. 2003. 187 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

CLARK, T.H. Shale: a study in nomenclature. *Trans. Royal Society of Canada*, 48: 1-7. 1954.

CUNHA, P. R. C. & FRANÇA, A. B. Estudo das taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rasto – Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1. Rio Claro. *Resumos...*Rio Claro: SBG-UNESP. p. 83. 1993.

DAVIS, J. C. *Statistics and data analysis in geology*. New York: John Wiley. 1986.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, Green and Co., Londres, 558 p. 1966.

DELLA FÁVERA, J.C. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. Rio de Janeiro, EdUERJ - Editora Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 263 p. 2001.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. The transformation of clay mineral during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15: 281-346. 1970.

FACINCANI, E. M. *Morfotectônica da Depressão Periférica Paulista e Cuesta Basáltica: Regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba*. 222 f. 2000. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2000.

FAIRBRIDGE, R. W. Phases of diagenesis and authigenesis. In: G. LARSEN & G. V. CHILLINGAR (Eds.) *Diagenesis in sediments*. Amsterdam: Elsevier. 1967. p. 19-89.

FAPESP – FUNDAÇÃO DE AMPARO À PESQUISA DO ESTADO DE SÃO PAULO Parceria e bons negócios. *Pesquisa Fapesp*, São Paulo, v. 89 (jul), p. 20. 2003.

FARIAS, C. Extração de argila ameaça manancial. *Folha de São Paulo*. São Paulo, 26 jun. 2004. Caderno C, p. 1.

FOLK, R.L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62: 344-359. 1954.

FÜCHTBAUER, B. & MÜLLER, G. *Sedimente und sedimentgestein: Teill II – Sediment, petrologie und schwererzart'sche*. Stuttgart, Verlagshbuchhandlung, 729p. 1970.

GIANNINI, P. C. F. Depósitos e rochas sedimentares. In TEIXEIRA W. et al. (Orgs.) *Decifrando a Terra*. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2001. p. 285-304.

GIANNINI, P. C. F & RICCOMINI, C. Sedimentos e processos sedimentares. In: TEIXEIRA W. et al. (Orgs.) *Decifrando a Terra*. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2001. p. 167-190.

GRATHOFF, G.H. & MOORE, D.M. Characterization of the Waukesha illite: a mixed-polytype illite in the Clay Mineral Society repository. *American Mineralogist*, 87: 1557-1563. 2002.

GRIGOLETTO, L.R. (Coord.). Melhoria da qualidade das massas cerâmicas básicas da UNICER. Cordeirópolis: UNICER, 2001. Relatório Final, Projeto CNPq – PADCT III – RHAE. Processo Institucional 610037198.

GRUNER, J. W. & THIEL, G. A. The occurrence of fine-grained authigenic feldspar in shales and silts. *American Mineralogist*, v. 22, p. 842-846. 1937.

HACHIRO J. *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Pará*. 196 f. 1996. Tese (Doutoramento em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1996.

- HARDY, R. & TUCKER, M.E. X-ray powder diffraction of sediments. In: M.E. Tucker (ed.). *Techniques in sedimentology*. Blackwell, Oxford, 1988. p. 191-228.
- HARLAND, W.B.; ARMSTRONG, R.L.; COX, A.V.; GRAIG, L.E.; SMITH, A.G. & SMITH, D.G. A geologic time scale, 1989 edition. Cambridge University Press, Cambridge, pp.1-263. 1990.
- HARWOOD, G. Microscopic techniques: principles of sedimentary petrography. In: M. Tucker (ed.) *Techniques in sedimentology*, 3 ed. Paris, Blackwell Science, p. 108—172. 1995
- HILLIER, S. Origin, diagenesis and mineralogy of chlorite minerals in devonian lacustrine mudrocks, Orcadian Basin, Scotland. *Clays and Clay Minerals*, n. 41, v. 2, p. 240-259. 1993.
- JACKSON, J.A. *Glossary of Geology*. (4 ed.), Alexandria, Virginia, American Geological Institute. 769 p. 1997.
- JOHNSON, H. D. & BALDWIN, C. T. Shallow clastic seas. In: READING, H. G. (ed.) *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 1996 (3 ed). p. 232-279.
- JOPLING, A.V. & WALKER, R.G. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Peistocene of Massachusetts. *Jour. Sed. Petrol.*, 38: 971-984. 1968.
- JORNAL CIDADE. Secretaria do Meio Ambiente libera uso de argila confiscada em SG. *Jornal Cidade*, Rio Claro, 30 jun. 2004. Município, p. 1 e 8.
- KERR, P.F. *Optical mineralogy*. Londres, Mc Graw-Hill,. 568 p. 1959.
- LANDIM, P. M. B. *Análise estatística de dados geológicos*. São Paulo, Editora Unesp, 226 p. 1997.
- LANDIM, P. M. B. Geologia quantitativa: introdução à análise estatística de dados geológicos multivariados. Laboratório de Geomatématica. IGCE/UNESP, Rio Claro. CD ROM 2001.
- LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. *Diagenesis in sediments*. Elsevier, New York, 551 p. 1967.

LAVINA, E. L. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. 1991. 2 v. 333 f, 81 figs. Tese (Doutoramento em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.

LUZ, A. B. Zeólitas: propriedades e usos industriais. Rio de Janeiro, Série Tecnologia Mineral (CETEM) CNPq, 1995, 35 p. disponível em: <http://www.cetem.gov.br/publicacao/CETEM_STM_68.PDF> Acesso em 25 jan. 2005.

MACEDO, M. H. F. *Estudo sedimentológico da Baía de Todos os Santos*. 1997. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1997. disponível em: <<http://www.cpgg.ufba.br/pppginfo/resumos/glm/glm0009a.html>> Acesso em 13 dez. 2004.

MARQUES-TOIGO, M. Palinologia, bioestratigrafia e paleontologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil. 1988. 259 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1988.

MASSON, M. R. *Caracterização de jazidas visando a garantia de qualidade de matérias-primas para indústria cerâmica de revestimentos*. 2002. 267 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

MASSON, M.R.; CHRISTOFOLETTI, S.R.; THOMAZELLA, H.R.; FUGIE, A; ZANARDO, A. & ALEGRE, V. Mapeamento e caracterização geológica/tecnológica da Formação Corumbataí com vistas ao seu emprego na indústria de revestimentos cerâmicos. Parte I – Geologia e correlação entre as minas e jazidas estudadas. *Cerâmica industrial*, n. 5, v. 6, Nov/Dez, p. 24-33. 2000.

MILANI, E.J., FRANÇA, A.B., SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências*, Petrobrás, Rio de Janeiro, n. 8, v. 1: p. 69-82. 1994.

MONTEIRO, R. C.; BERNARDES, E. S.; MASSON, M. R. & LANDIM, P. M. B. Análise estatística multivariada aplicada à avaliação de jazidas para materiais cerâmicos. *Geociências*, São Paulo, v. 19, n. 1, p. 133-140, 2000.

MOTTA, J. F. M. et al. As matérias-primas cerâmicas. Parte II: Os minerais industriais e as massas da cerâmica tradicional. In: *Cerâmica Industrial*, v. 7, n. 1: p. 33-40. 2002.

MOTTA, J. F. M.; CHRISTOFOLETTI, S. R.; GARCEZ, L. L.; FLORÊNCIO, R. V. S.; BOSCHI, A. O.; MORENO, M. M. T.; CUCHIERATO, G. e ZANARDO, A. Características do pólo de revestimentos cerâmicos de Santa Gertrudes – SP, com ênfase na produção de argilas. *Ceramica Industrial*, São Paulo, v. 9, n. 1, p. 7-13, jan/fev. 2004.

MÜLLER, G. Diagenesis in argillaceous sediments. In: G. Larsen & G.V. Chilingar (eds.), *Diagenesis in sediments*. Ch. 4. Developments in Sedimentology, 8. Elsevier, Amsterdam. p. 127-177. 1967.

NESBITT, H.W. AND YOUNG, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, p. 715–717, 1982.

PAIM, P.S.G.; GARCIA, A.J.V.; FACCINI, U.F. & LAVINA, E.L.C. Geoarq, uma abordagem integrada e aplicada da geologia sedimentar. In: P.S.G. Paim; U.F. Faccini & R.G. Netto (Eds.), *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudo de casos*. Unisinos, S. Leopoldo. p. 15-25. 2003.

PETRI, S. & SUGUIO, K. Sobre microestilólitos da Formação Irati (Permiano) dos arredores de Assistência, município de Rio Claro, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, n. 42, p. 501-506. 1970.

PETRI, S. & COIMBRA, A.M. Estruturas sedimentares das Formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para elucidação dos seus paleoambientes geradores. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO GEOLOGÍA, 5, 1982, Buenos Aires. *Tomo II...*Buenos Aires, 1982.

PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.; FULFARO, V.J. & PONÇANO, W.L. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, 16 (4): 372-415. 1986.

PETTIJOHN, F. J. *Sedimentary Rocks*. New York, Harper & Bros. 526 p. 1975.

PHOENIX Um mergulho no tempo geológico. FNP online, Ano, n. 6, jun. 1999. Disponível em: http://www.phoenix.org.br/Phoenix6_Jun99.pdf. Acesso em: 15 jan. 2005.

PICARD, M. D. Classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41: 179-195. 1971.

POTTER, P. E.; MAYNARD, J. B. & PRYOR, W. A. *Sedimentology of shales*. Springer-Verlag, Berlin, 306 p. 1980.

RAMOS, A. N. & FORMOSO, M. M. L. Argilominerais das rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro, Petrobrás. *Ciência Técnica Petróleo*, n. 9, p. 1-47.

REINECK, H.E. & SINGH, I.B. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin. 1975.

ROHN, R.A. O topo da Formação iratí (Bacia do Paraná, Permiano) na região de Rio Claro (SP). In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte. *Anais...*, Belo Horizonte, SBG, p. 108. 1998.

ROHN, R. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). In: J.H.G. Melo & G.J.S. Terra, (eds.). *Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas*, Ciência-Técnica-Petróleo, Rio de Janeiro, n. 20: 209-218. 2001.

RYAN, P. C. & HILLIER, S. Berthierine / chamosite, corrensite, and discrete chlorite from evolved verdine and evaporate-associated facies in the Jurassic Sundance Formation, Wyoming. *American Mineralogist*. 87: p. 1607-1615. 2002.

SÃO PAULO – INSTITUTO GEOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO *Córrego de Assistência*. Folha SF-23-Y-A-IV-2-NE-A. São Paulo, 1979. 1 mapa. Escala 1:10.000.

SCHIEBER, J.; KRINSLEY D. & RICIPUTI L. Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications for silica cycling. *Nature*, Londres, v. 406: p. 981-985, 2000. Disponível em: http://www.nature.com/cgi-taf/DynaPage.taf?file=/nature/journal/v406/n6799/full/406981a0_fs.html&content_fitetype=pdf .Acesso em 04 fev. 2005.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal Sedimentary Petrology*. Amsterdam, Holanda, v. 24, p. 151-158. 1954.

SINGER, A. AND MÜLLER, G. Diagenesis in argillaceous sediments. In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V (Eds). *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks II*. Amsterdam, Elsevier. 1983. p. 115–212.

SOARES, P. C. & LANDIM, P. M. B. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju. *Anais...*Aracaju: SBG. p. 243-256. 1973.

SOUSA, S. H. M. *Fácies sedimentares da Formação Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. 1985. Dissertação (Mestrado em Paleontologia e Estratigrafia). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1985.

SOUSA, M. O. L. Evolução tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia – Centro do Estado de São Paulo – Rio Claro. 2002, 206 f. il. + mapas. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2002.

SUGUIO, K. *Geologia sedimentar*. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 400 p. 2003.

TAYLOR, J.M. Pore space reduction in sandstones. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 34: 701-716. 1950.

TEIXEIRA, W. ; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R. & TAIOLI, F. *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos, São Paulo, 557 p. (2 ed) 2001.

TOLEDO, C.E.V., MASSON, M.R., BERTINI, R.J. "Lithosedimentological analysis of a bone-bed with vertebrate remains from Corumbataí Formation (Upper Permian) near Rio Claro city, state of São Paulo (Brazil)." In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, 1997. *Resumos...* São Paulo, p.80, São Pedro. 1997.

TOLEDO, M.C.M.; OLIVEIRA, S.M.B. & MELFI, A.J. Intemperismo e formação de solo. In: W. Teixeira, M.C.M. Toledo, T.R. Fairchild & F. Taioli (orgs.) *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos, São Paulo, Cap. 8, pp. 140-166. (2 ed) 2001.

TUCKER, M.E. *Techniques in sedimentology*. Blackwell Science, Londres. 394 p. (3ed) 1995.

TUCKER, M.E. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3 ed. Oxford, Blackwell Science, 2001.

TWENHOFEL, W.H. Terminology of the fine-grained mechanical sediments. Natural Research Council, Division of Geology and Geography. *Annual Report for 1936-1937*. p. 81-104. 1937.

TYRREL, G.W. Some points in petrographic nomenclature. *Geological magazine*, 58: 494-502. 1921.

VAN VLACK, L. H. *Propriedades dos materiais cerâmicos*. Cid Silveira e Shiroyuki Oniki (trads.), Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, 318 p. 1973.

VISSER, J.N.J. AND YOUNG, G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in southern Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 81, p. 49–57. 1990.

VON GÜMBEL, C.W. Geognotische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. v. 2 de Geognotische Beschreibung des Königreichs, Bayern. Kassel: Fischer. 1868.

WALKER, R.G. Distinctive types of ripple-drift cross-lamination. *Sedimentology*, Oxford, 2: 173-188. 1963.

WALTHER, J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena: Gustav Fischer. 1893-1894.

WOLD, S.; ESBENSEN, K. & GELADI, P. Principal component analysis. In: Kvalheim, O.M. (ed.) Proceedings of the multivariate statistical workshop for geologists and geochemists, 1986. vol. 2, Chemolab. p. 37-52. 1987.

YAMAMOTO, J. K.; MONTANHEIRO, T. J. & HACHIRO, J. Trípoli no Subgrupo Irati: a ocorrência de Ipeúna, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, n. 34, v. 1, p. 35-40, 2004.

ZALÁN, P.V., WOLF, S., CONCEIÇÃO, J.C., ASTOLFI, A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., ZANOTTO, O.A., MARQUES, A. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: Gondwana Seven (Ulbrich, H.H.G.J. & Rocha-Campos, A.C., eds.) São Paulo, Instituto Geociências, USP, p. 83-117, 1991.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class term for clastic sediments. *Jour. Geol.*, n. 30, p. 377-392. 1922.

ZANARDO, A. *Pesquisa geológica e de matérias-primas cerâmicas do centro nordeste do Estado de São Paulo e vizinhanças: Sistematização crítica da produção técnico-científica*. 2003. 283 p. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.