

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E PETROLÓGICA DA
OCORRÊNCIA DE DICKITA EM RESERVATÓRIOS RASOS DA
BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA: IMPLICAÇÕES PARA A
EVOLUÇÃO DA BACIA E DO SISTEMA DIAGENÉTICO**

JANETE DE BONA

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

CO - ORIENTADOR:

Prof. Dr. Norberto Dani

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki

Prof. Dr. André Sampaio Mexias

Dra. Sílvia Maria C. dos Anjos

**Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do
Título de Mestre em Geociências.**

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas queridas fizeram parte da minha vida e me ajudaram a crescer nessa minha caminhada. Quero aqui deixar registrada a minha gratidão e o meu reconhecimento aos meus orientadores Prof. Dr. Norberto Dani e Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros, que me ajudaram a conquistar mais essa importante etapa da minha vida.

Agradeço à minha família pelo apoio incondicional e por compreenderem as minhas ausências. Agradeço em especial ao meu namorado Everton, que mesmo distante sempre esteve ao meu lado, dividindo sonhos e expectativas.

Dentre os amigos, destaco duas pessoas muito especiais que estiveram ao meu lado nas horas mais difíceis e que nunca mediram esforços para me ver bem: Haole e Eloah, a vocês minha eterna gratidão por tudo o que fizeram por mim.

Por fim, agradeço ao CNPq pelo suporte financeiro, ao Instituto de Geociências pelo apoio logístico dos laboratórios, aos professores e amigos que compartilharam desta minha caminhada, e à PETROBRAS pelo acesso às amostras e informações e pelo suporte junto à FINEP ao Projeto CTPETRO: “Estudo Integrado Estratigráfico-Petrológico dos Reservatórios Sergi da Bacia do Recôncavo” coordenado pelo Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer, a quem igualmente agradeço.

RESUMO

Os arenitos fluviais e eólicos da Formação Sergi (Jurássico – Cretáceo) são os reservatórios mais importantes da Bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil. Um estudo detalhado utilizando Microscopia Eletrônica de Varredura, Microscopia Ótica, Difração de Raios-X e Espectroscopia de Infravermelho revelou a ocorrência de dickita, um argilomineral indicativo de soterramento profundo ($T > 100^{\circ}\text{C}$), nos campos de óleo de Buracica (630 a 870 m) e Água Grande (1300 a 1530 m). A dickita ocorre distribuída irregularmente em arenitos com grande permeabilidade e porosidade intergranular da seqüência estratigráfica média da Formação Sergi, como agregados vermiculares e *booklets* substituindo grãos de feldspato e preenchendo poros gerados por dissolução de feldspatos e poros intergranulares adjacentes. O hábito vermicular da dickita é um produto da transformação pseudomórfica da caolinita durante o soterramento, provavelmente sob influência de condições ácidas relacionadas a ácidos orgânicos gerados da evolução térmica do querogênio nas rochas geradoras rift. A presença de dickita concorda com a intensidade de compactação, com a relativamente abundante cimentação pós-compactacional de quartzo, e com os valores de isótopos estáveis de oxigênio dos cimentos de calcita pós-compactacional, que correspondem a temperaturas de até 116°C . Essas evidências sugerem que os arenitos foram submetidos a temperaturas substancialmente mais altas que aquelas correspondentes a sua atual profundidade. Entretanto, um fluxo de calor ou de fluidos mais acentuado não pode ser invocado para a área para explicar as altas temperaturas. A ocorrência de dickita, associada a outras evidências petrológicas para condições de soterramento profundo, bem como análises de traços de fissão em apatitas de outras áreas na bacia, indicam que a área central da Bacia do Recôncavo sofreu soerguimento e erosão de pelo menos 1 km (provavelmente mais que 1500 m). Este evento não foi anteriormente detectado por modelos estruturais e estratigráficos convencionais.

Palavras – chave: Formação Sergi, arenitos, reservatórios, dickita, caolinita, soerguimento, Bacia do Recôncavo, Brasil.

ABSTRACT

Fluvial and aeolian sandstones of the Sergi Formation (Jurassic-Cretaceous) are the most important reservoirs of the Recôncavo Basin, northeastern Brazil. A detailed study through optical and electronic microscopy, X-ray diffraction and infra-red spectroscopy revealed the occurrence of dickite, a clay mineral indicative of deep burial conditions ($T > 100^{\circ}\text{C}$), in the shallow Buracica (630 to 870 m) and Água Grande (1300 to 1530 m) oilfields. Dickite occurs irregularly distributed in sandstones with larger intergranular porosity and permeability of the middle, coarser stratigraphic sequence of Sergi Formation, as vermicular and booklet aggregates replacing feldspar grains, and filling pores generated by feldspars dissolution and adjacent intergranular pores. The vermicular habit of dickite is a product of pseudomorphic kaolinite transformation during burial, presumably under influence of acidic conditions related to organic acids generated from the thermal evolution of kerogen in the rift source rocks. The presence of dickite agrees with the intensity of compaction, relatively abundant post-compactional quartz cementation, and stable oxygen isotope values of the post-compactional calcite cements, corresponding to temperatures as high as 116°C . This set of evidence suggests that the sandstones were subjected to temperatures substantially higher than those corresponding to their present burial depths. However, no enhanced thermal or hydrothermal fluid flow can be invoked in the area to be accounted for the interpreted high temperatures. The occurrence of dickite and other petrologic evidence for deep burial conditions, as well as apatite fission tracks analyses from other areas in the basin, indicate that an uplift and erosion of at least 1 km and probably more than 1500 m has affected the central part of Recôncavo Basin, and very likely the whole region, what was not previously detected by conventional structural and stratigraphic models.

Key words: Sergi Formation, diagenesis, sandstones, reservoirs, dickite, kaolinite, uplift, Recôncavo Basin, Brazil.

ÍNDICE

	Página
AGRADECIMENTOS	II
RESUMO.....	III
ABSTRACT	IV
LISTA DE FIGURAS.....	VI
LISTA DE TABELAS	VII
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS.....	VIII
TEXTO EXPLICATIVO	IX
SUMÁRIO INTEGRADO	1
1. JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	1
2. TRABALHOS ANTERIORES	2
3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	4
4. SEDIMENTAÇÃO.....	8
5. METODOLOGIA	11
a) Petrografia Ótica	11
b) Difração de Raios-X	12
c) Espectroscopia de Infravermelho.....	15
d) Microscopia Eletrônica de Varredura.....	16
6. MÉTODOS E RESULTADOS	17
a) Espectroscopia de Infravermelho.....	17
b) Difração de Raios-X	18
c) Petrografia Ótica	19
7. DISCUSSÃO.....	21
8. CONCLUSÕES.....	26
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	28
ARTIGO CIENTÍFICO.....	38
ANEXOS	40

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1 - Seção geológica esquemática NW-SE, ilustrando a morfologia de meio-graben da bacia do Recôncavo, cujo depocentro situa-se a leste.....	5
Figura 2 - Mapa estrutural da Bacia do Recôncavo evidenciando os sistemas de falhas, os Altos e os Baixos.....	6
Figura 3 - Seção geológica esquemática NW-SE ilustrando as seqüências pré-rift e rift da Bacia do Recôncavo.....	7
Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo.....	9

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 1 - Valores característicos de algumas reflexões 001 dos principais membros dos argilominerais simples.	13
Tabela 2 - Valores das principais distâncias interplanares dos argilominerais em função dos tratamentos auxiliares.	14

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

DRX: Difração de Raios-X

MEV: Microscopia Eletrônica de Varredura

IRS: Espectroscopia de Infravermelho

EDS: Energy Dispersive x-ray Spectrometer

Å: Ångstron

µm: micra

C: Clorita

C/S: Interestratificados clorita-esmectita

D: Dickita

I: Ilita

I/S: Interestratificados ilita-esmectita

K: Minerais do grupo da caolinita

Qtz: Quartzo

S: Esmectita

TEXTO EXPLICATIVO

Sobre a estrutura desta dissertação:

Esta dissertação de Mestrado está estruturada em torno de um artigo publicado em periódico internacional. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Sumário Integrado sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, seguidos de uma discussão integradora contendo os principais resultados e interpretações deles derivadas;
- b) Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado;
- c) Anexos, compreendendo: difratogramas, fotos de lâminas delgadas (microscópio ótico) e fotos obtidas ao Microscópio Eletrônico de Varredura.

SUMÁRIO INTEGRADO

1. Justificativa e Objetivos

O objetivo principal da presente pesquisa foi caracterizar os aspectos mineralógicos e petrográficos da ocorrência de dickita em reservatórios rasos da Formação Sergi, Bacia do Recôncavo, e avaliar as implicações para a evolução da bacia em geral, e dos arenitos analisados em particular. Para tanto, as atividades se concentraram na utilização de técnicas eficientes para a identificação da dickita, como a Espectroscopia de Infravermelho e a Difração de Raios-X, além de atividades normais no estudo de argilominerais concentrado na Microscopia Ótica e Microscopia Eletrônica de Varredura.

Dentre os diversos campos de exploração de petróleo na Bacia do Recôncavo, os estudos foram concentrados em 4 poços pertencentes a dois campos de petróleo, denominados Buracica (poços BA-196 e BA-198) e Água Grande (poços AG-212 e AG-331A), onde a difração de Raios-X revelou a existência de dickita. A mineralogia identificada nos campos de Araçás e Fazenda Bálsamo consiste basicamente de clorita, ilita e camadas mistas (Anexo A).

2. Trabalhos Anteriores

Argilominerais diagenéticos são importantes componentes dos arenitos Sergi, onde exercem significativo controle sobre a porosidade, permeabilidade e heterogeneidade dos reservatórios. Sua caracterização mineralógica, portanto, é muito importante para a compreensão da gênese, evolução e padrões de distribuição destas argilas e das propriedades dos reservatórios por elas influenciados. Este aspecto motivou diversos estudos de caracterização petrológica aplicados à análise do impacto dos argilominerais nos reservatórios Sergi (e.g. De Ros, 1987; Lanzarini e Terra, 1989; Rodrigues, 1990). Entretanto, esses estudos foram limitados quanto à caracterização mineralógica das argilas envolvendo refinamento da mineralogia e composição das argilas e integração destas informações no contexto estratigráfico e exploratório da Bacia do Recôncavo.

A Formação Sergi foi tema de vários estudos integrados, tanto em escala regional (Netto *et alii*, 1982; Bruhn & De Ros, 1987) quanto em escala de campo de petróleo (Nascimento *et alii*, 1982; Passos *et alii*, 1983; Zabalaga *et alii*, 1983; De Ros, 1987; Pinho, 1987 e Terra *et alii*, 1988). Nesses estudos, a Formação Sergi foi caracterizada como sendo composta de arenitos e conglomerados, com intercalações de siltitos e folhelhos. Bruhn & De Ros (*op. cit.*) interpretaram os arenitos da Formação Sergi como depósitos de um grande sistema fluvial de rios entrelaçados (“braided”) que se desenvolveram sob clima árido a semi-árido no Jurássico Superior.

Netto *et al.*, (1982) reconheceram grandes unidades estratigráficas que subdividem a Formação Sergi em escala de bacia, e desenvolveram um estudo petrográfico quantitativo sistemático propondo fácies-reservatório pela associação de fácies deposicionais e fácies diagenéticas. A geometria das concentrações de argilas

infiltradas como faixas de concentração acompanhando as posições de residência preferencial dos canais é inicialmente caracterizada por De Ros (1988) e De Ros *et al.*, (1988) em Dom João Mar-Sul.

Bruhn & De Ros (1987) executaram a caracterização petrológica dos reservatórios Sergi, organizando os padrões diagenéticos dos reservatórios Sergi em escala de bacia, desenvolvendo modelos empíricos por regressões univariadas e multivariadas dos controles petrológicos atuantes sobre a qualidade dos reservatórios. De Ros (1987) analisou a diagênese e seu impacto sobre os sistemas porosos dos reservatórios do Campo de Sesmaria. Pinho (1987) estudou a diagênese dos reservatórios do Campo de Fazenda Bálsamo. Lanzarini & Terra (1989) estudaram a sedimentologia e diagênese dos reservatórios do Campo de Fazenda Boa Esperança. Rodrigues (1990) reconheceu os padrões de neoformação e transformação dos argilominerais diagenéticos dos arenitos Sergi em escala de bacia. De Ros & Moraes (1990) definiram as formas de ocorrência das argilas mecanicamente infiltradas nos reservatórios Sergi, e os mesmos autores em 1992 analisaram os diferentes tipos de argilominerais diagenéticos que ocorrem nos arenitos Sergi, suas formas de distribuição e impactos nas características petrofísicas dos reservatórios.

Entre os estudos mais recentes da Formação Sergi ressaltam-se os trabalhos de Oliveira & Savini (1997), Dias Filho (2000) e Cupertino (2000). Os primeiros realizaram uma análise sob o enfoque da estratigrafia de seqüências na porção superior da Formação Sergi, ressaltando o impacto do arcabouço estratigráfico na compartimentação dos reservatórios. Dias Filho *op.cit.*, propôs um arcabouço de estratigrafia de seqüências regional dos depósitos da Formação Sergi, individualizando esta unidade em quatro seqüências deposicionais limitadas por discordâncias, passíveis de serem identificadas tanto em subsuperfície quanto ao longo da faixa aflorante.

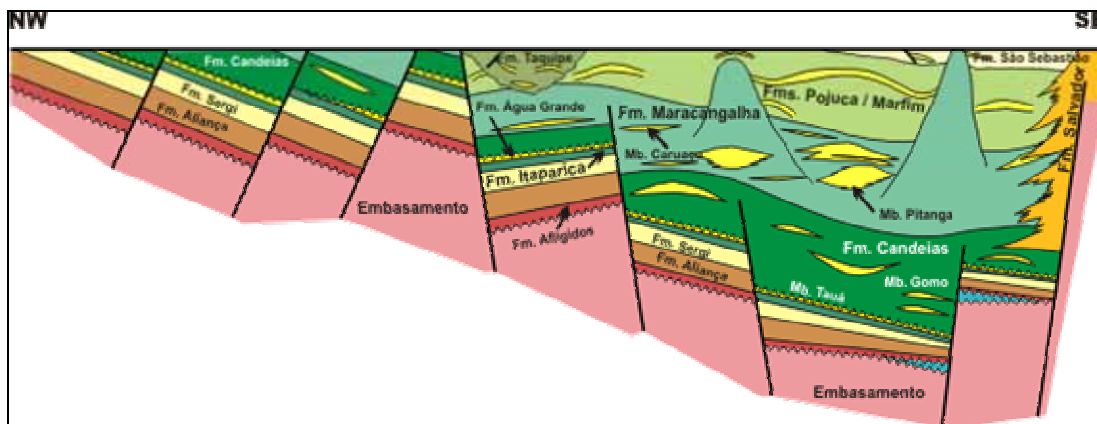
Cupertino *op. cit* analisou a evolução tectono-climática na fase rifte das Bacias de Camamu e Recôncavo, utilizando técnicas de isótopos estáveis e traços de fissão em apatitas.

3. Arcabouço Estrutural

A Bacia do Recôncavo, localizada no centro-leste do Estado da Bahia, faz parte do sistema de rifts continentais Recôncavo – Tucano – Jatobá, correspondendo a uma fossa tectônica implantada sobre rochas pré-cambrianas do Cráton de São Francisco. Ocupa uma área de 11.500 Km² e contém mais de 5.300 poços de petróleo, cuja perfuração resultou em cerca de 80 campos de óleo e gás.

As Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá em conjunto relacionam-se geneticamente ao processo de rifteamento que afetou o paleocontinente Gondwana durante o Eocretáceo (Neocomiano), e constituem-se numa série de meio-grabens assimétricos alongados na direção NE-SO compondo um rift intracontinental de direção geral N-S (Fig. 1). Estes grabens foram preenchidos por sedimentos flúvio-lacustres em horizontes ricos em matéria orgânica, sendo que a atividade tectônica dessa região foi abortada durante o Eoaptiano. (Szatmari *et al.*, 1985; Milani & Davidson, 1988; Figueiredo *et al.*, 1994).

Figura 1 - Seção geológica esquemática NW-SE, ilustrando a morfologia de meio-graben da bacia do Recôncavo, cujo depocentro situa-se a leste.

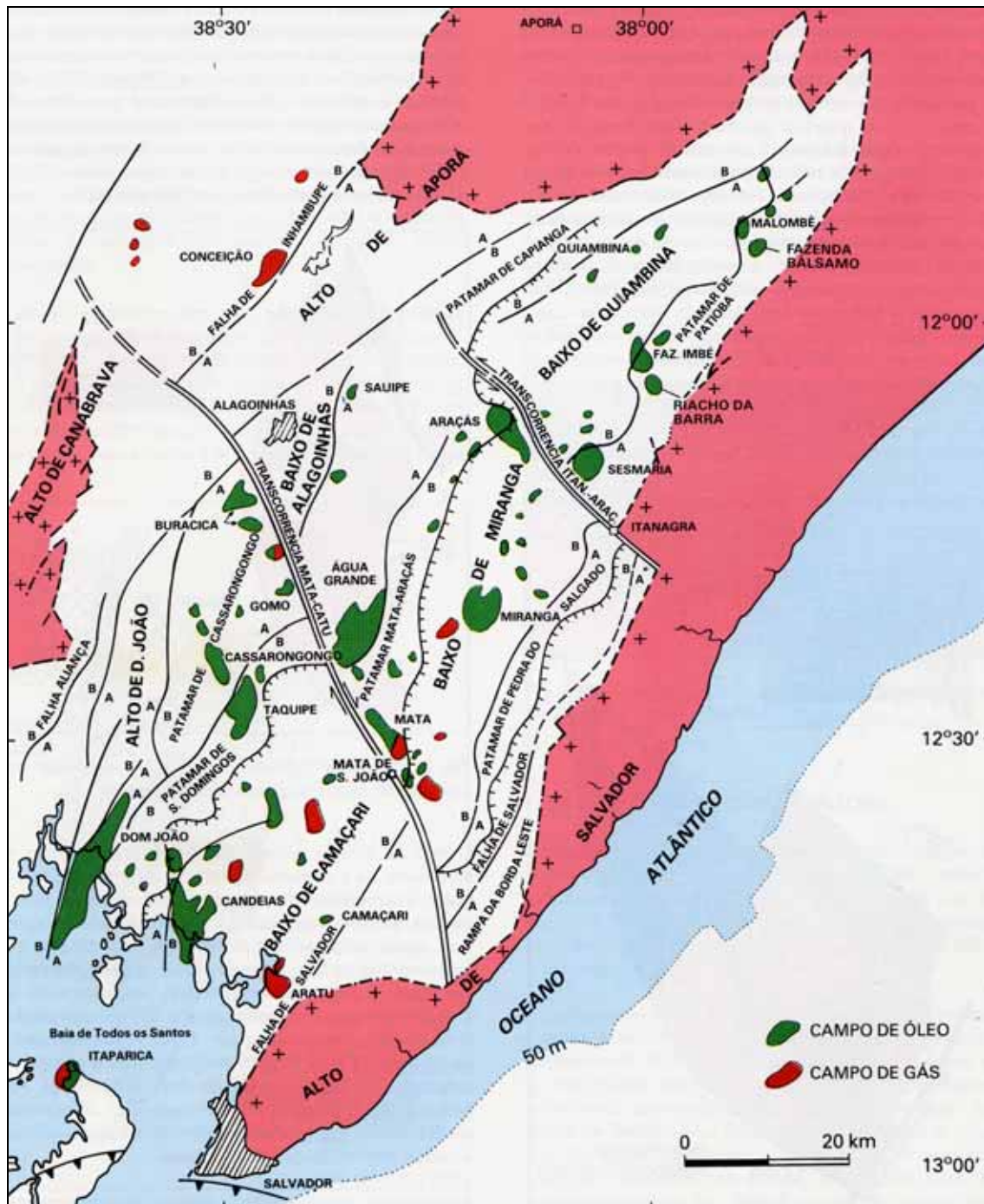


Fonte: http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html

A fossa do Recôncavo está separada da Bacia do Tucano a N e NW pelos Altos de Aporá e Dom João. Ao sul, separa-se da Bacia de Camamu pelo Sistema de Falhas da Barra, que corta a Ilha de Itaparica na sua porção mediana. A leste, seu limite é o Sistema de Falhas de Salvador. A Figura 2 ilustra o arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo.

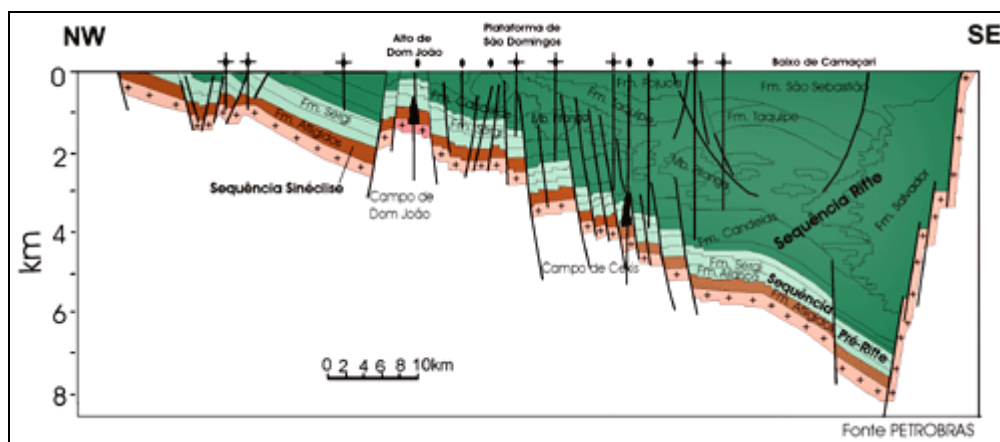
A Bacia do Recôncavo se desenvolveu em três estágios principais, em função do controle que a atividade tectônica exerceu sobre a sedimentação. Esses três estágios são denominados de pré-rift, sin-rift e pós-rift. (Caixeta *et al.*, 1994). A Figura 3 mostra as formações que fazem parte das seqüências pré-rift e rift da Bacia do Recôncavo.

Figura 2 - Mapa estrutural da Bacia do Recôncavo evidenciando os sistemas de falhas, os Altos e os Baixos.



Fonte: Figueiredo, 1985.

Figura 3 - Seção geológica esquemática NW-SE ilustrando as seqüências pré-rift e rift da Bacia do Recôncavo.



Fonte: http://www.cprm.gov.br/gis/secoes_reconcavo.htm

A seqüência pré-rift, formada do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior, é caracterizada por uma relativa estabilidade crustal, com subsidência lenta. Neste estágio, o ambiente sedimentar era exclusivamente continental. Engloba o Grupo Brotas, constituído pelos *red beds* da Formação Aliança e pelos arenitos flúvio-eólicos da Formação Sergi, além dos litotipos basais do Grupo Santo Amaro (sedimentos flúvio-lacustres da Formação Itaparica e arenitos flúvio-eólicos da Formação Água Grande).

A seqüência sin-rift é o estágio de completa diferenciação tectônica do rift continental baiano, traduzida pelo desencadeamento de veloz subsidência. Nesta etapa ocorre a ruptura da crosta por esforços distensivos e ao final da mesma é depositada a Formação São Sebastião (Cretáceo)

A seqüência pós-rift, corresponde à estabilização cratônica, com subsidência térmica pós-rift gerada pela separação dos continentes e afastamento da Bacia das fontes de calor. É demarcada pela deposição dos leques aluviais da Formação Marizal (Aptiano).

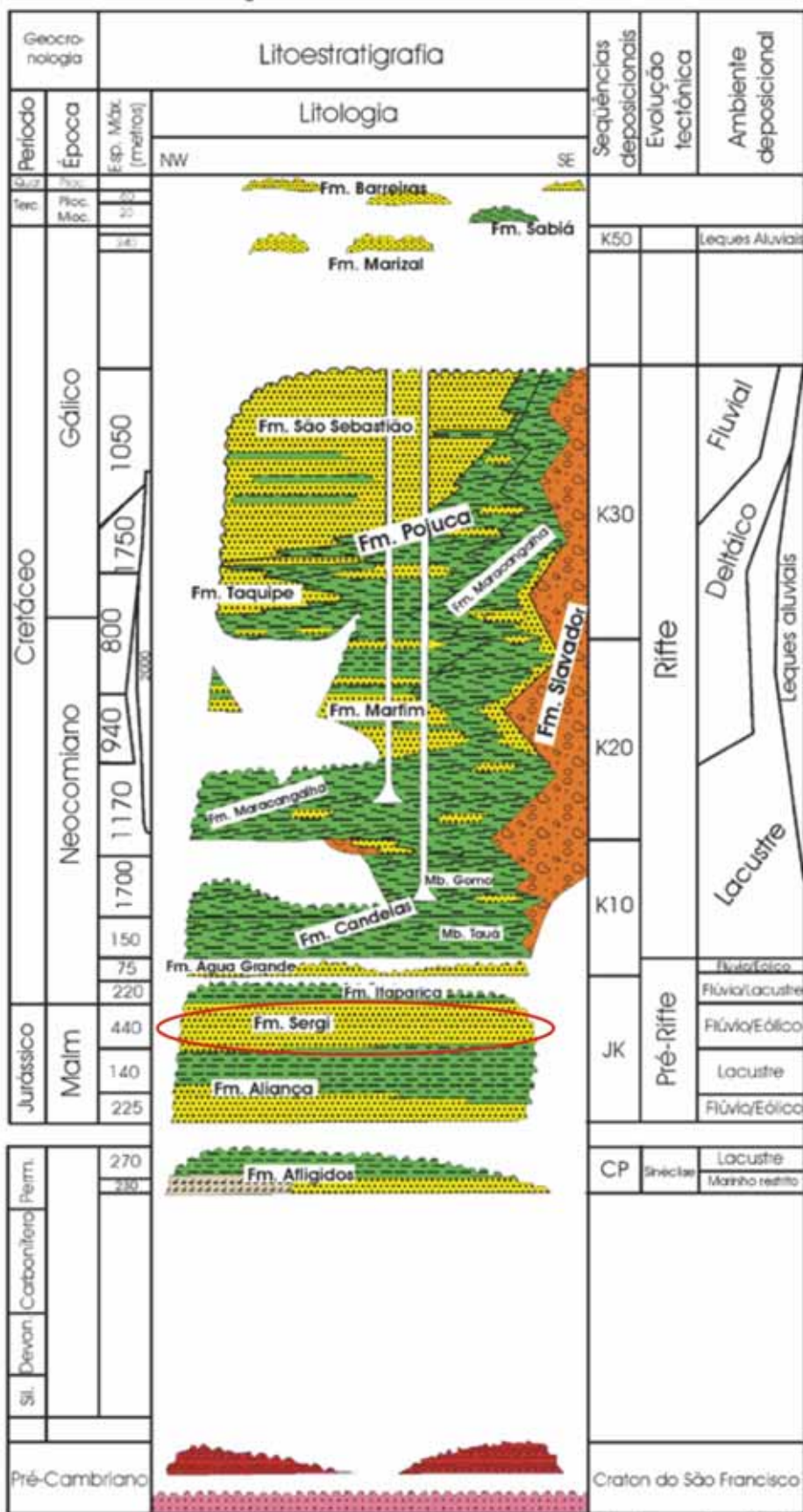
A Formação Sergi, juntamente com a Formação Aliança, compõe o Grupo Brotas e compreende arenitos finos a conglomeráticos, acumulados durante o Jurássico Superior (FIG. 4). O contato inferior da Formação Sergi é concordante com os depósitos areno-pelíticos do Membro Boipeba da Formação Aliança. O contato superior é discordante com os depósitos pelíticos da Formação Itaparica. Essa imensa bacia, denominada de Depressão Afro-Brasileira, era uma calha alongada na direção norte-sul, com subsidência bastante lenta, desenvolvida no início da fase extensional (fase pré-rift) que determinou a completa ruptura do continente gondwânico no cretáceo, formando o Atlântico Sul (De Cesero & Ponte, 1997).

A Formação Sergi encontra-se representada em toda a Bacia do Recôncavo, mas aflora somente na sua borda norte e oeste, atinge espessura máxima de 450 m e tem os estratos inclinados regionalmente para leste (Milani, 1987, Pentead, 1999; Santos *et al.*, 1990). A Formação Sergi constitui o principal reservatório da bacia e compreende uma seqüência siliciclástica continental depositada no estágio pré-rift. Os arenitos Sergi ocorrem em toda extensão da Bacia do Recôncavo, estando presente também nas Bacias de Jatobá, Tucano, Camamu e Almada.

4. Sedimentação

A Formação Sergi é composta essencialmente por arenitos (mais de 90%), cuja granulometria varia de muito grossos (conglomeráticos) a muito finos, e por eventuais níveis de conglomerados granulosos, excepcionalmente seixosos, e raras camadas delgadas de lamitos arenosos.

Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo.



Modificado de: Boletim de Geociências da Petrobras, no. 1, vol. 8, 1994.

Fonte: Modificado de: http://www.cprm.gov.br/gis/carta_reconcavo.htm.

As estruturas, texturas e seqüências deposicionais presentes sugerem que a sedimentação da Formação Sergi ocorreu em um sistema aluvial de canais anastomosados com recorrente retrabalhamento eólico, sob condições climáticas áridas/semi-áridas. As unidades deposicionais individuais são de natureza lenticular e a sedimentação do sistema é episódica, ocorrendo em regime de enxurradas episódicas.

A Formação Sergi é dividida em três seqüências deposicionais de 3ª ordem, limitadas por discordâncias regionais (Scherer, 2004). A Seqüência 1 é basal, possui entre 40 m e 60 m de espessura e é caracterizada por uma associação de fácies flúvio-deltáica na base a flúvio-eólica para o topo.

A Seqüência 2 possui cerca de 200 m a 350 m de espessura, e é representada por uma associação tipicamente fluvial de fácies arenosas, composta por arenitos grossos a conglomeráticos, com cruzadas acanaladas e planares, formando ciclos com granodecrescência ascendente com 1 m a 5 m de espessura, interpretados como depósitos de canais fluviais entrelaçados. A granulometria grossa dos arenitos da Seqüência 2 sugere, quando comparada a da Seqüência 1, um aumento na capacidade e competência do sistema fluvial, indicando um incremento na descarga, em decorrência de condições climáticas mais úmidas, e/ou um acréscimo da declividade do perfil de equilíbrio fluvial, reflexo do soerguimento das áreas-fonte. No topo da Seqüência 2 ocasionalmente ocorrem níveis de paleoalteração, e o limite superior dessa seqüência é marcado pelo recobrimento desses depósitos fluviais pelos depósitos eólicos da Seqüência 3.

A Seqüência 3 tem cerca de 3 m a 6 m de espessura e é representada pelos arenitos eólicos no topo da Formação Sergi, caracterizados por arenitos finos a médios, com laminações em baixo ângulo, interpretados como depósitos eólicos de areia. Ocasionalmente, lençóis de areia são truncados por depósitos de correntes fluviais

efêmeras. Essa seqüência marca um retorno de condições deposicionais similares à Seqüência 1, porém com um domínio dos processos eólicos, sendo raros os sedimentos fluviais e inexistentes os depósitos lacustres.

5. Metodologia

a) Petrografia Ótica

A avaliação e a descrição de seções delgadas através de microscopia convencional (microscópio ótico) foram executadas sobre lâminas petrográficas preparadas de amostras impregnadas por resina epoxy azul. A petrografia quantitativa foi executada por M. Rosilene F. Menezes, dentro de sua pesquisa de doutorado, e como parte do Projeto CTPETRO/FINEP/PETROBRÁS/UFRGS/UNISINOS. A quantificação modal dos constituintes detríticos, autigênicos e tipo de poros, foi realizada em 337 lâminas, com a contagem de 300 pontos por lâmina. Foi usada solução de alizarina + ferrocianeto de potássio para diferenciar cimentos carbonáticos (Dickson, 1965). A granulometria e seleção dos grãos foram estimadas por comparação visual, com os índices de seleção de Beard e Weyl (1973). A microporosidade, registrada em algumas lâminas delgadas, representa a diferença entre os percentuais de macroporosidade obtidos na análise modal petrográfica e os percentuais de porosidade petrofísica. Os dados obtidos durante a análise modal foram registrados diretamente em planilha do *Soft Excel*. Na análise ótica qualitativa foram reconhecidos hábitos e

padrões de distribuição dos argilominerais, assim como os processos diagenéticos associados como a transformação e a neoformação das argilas.

b) Difração de Raios-X

A separação de frações de argilominerais ($<20\mu\text{m}$, $<10\mu\text{m}$ e $<2\mu\text{m}$) foi feita em amostras de testemunho de sondagem (fragmentos irregulares) de 8 poços em 4 campos de óleo da Bacia do Recôncavo (Água Grande, Araçás, Buracica e Fazenda Bálsamo, sendo dois poços para cada campo), totalizando um total de 60 amostras. A análise por Difração de Raios-x foi realizada em difratômetro D5000 Siemens Kristalloflex, do Laboratório de Difração de Raios-x do Instituto de Geociências (UFRGS), e a preparação das amostras para a confecção das lâminas para análise em DRX foi feita conforme segue:

- 1) Desagregação das amostras por prensagem e em gral de porcelana, até o tamanho de areia média, e pesagem das mesmas (30g de amostra seca);
- 2) Suspensão da amostra desagregada em 300 ml de água destilada e agitação da suspensão em aparelho rotor durante 4 horas;
- 3) Utilização de ultra-som de ponteira por 3 minutos;
- 4) A suspensão foi deixada em repouso em aparelho de banho-maria com temperatura constante;
- 5) Retirada da fração fina depois de transcorrido o tempo de repouso para cada fração;
- 6) Preparação de lâminas com o material recolhido;

7) Realização do ensaio de difração de raios X, varrendo-se de 2 a 32° (escala 2 θ), e interpretação dos difratogramas.

Este procedimento foi realizado para a separação das frações <20 μm e <10 μm . Para a fração <2 μm ou menores, foi empregada a separação por sedimentação forçada através de uma ultracentrífuga (4000 rotações por minuto). O processo de separação forçada com o uso da centrífuga diminui significativamente o tempo de processamento, principalmente quando existe a necessidade de estudo de frações mais finas que 2 μm . Neste trabalho, utilizou-se uma ultracentrífuga modelo Sigma 3K30, do laboratório de Difração de Raios-X do Instituto de Geociências da UFRGS. Após a separação das frações através da ultracentrífuga, foram feitas as lâminas com o material recolhido, e as mesmas foram analisadas por DRX varrendo-se de 2 a 32° (escala 2 θ).

Considerando somente os minerais simples, o pico de maior intensidade de cada fase (referentes à direção (001)), bem como os picos secundários, encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1 - Valores característicos de algumas reflexões 001 dos principais membros dos argilominerais simples (d= espaçamento interplanar em Å; I= intensidade relativa).

Argilominerais	001		002		003		004	
	d	I	d	I	d	I	d	I
Caolinita	7,1	100	3,57	100	2,38	60	1,79	40
Illitas	10,1	100	5,04	40	3,36	100	-	-
Esmectitas	15	100	-	-	5	30	-	-
Vermiculitas	14,3	100	7,18	10	4,78	15	3,58	30
Cloritas	14,1	80	7,05	100	4,72	60	3,54	10

Fonte: Formoso, 1980.

Como se percebe na Tabela 1, muitas vezes não é possível determinar com segurança o argilomineral presente utilizando-se apenas a reflexão principal.

Nestes casos, são utilizados procedimentos de glicolagem e calcinação. Na glicolagem, as lâminas foram saturadas com etilenoglicol e em seguida procedeu-se o ensaio de difração de raios X, varrendo-se de 2 a 32° (escala 2 θ). Após a análise por difração de raios-X, verificou-se o deslocamento dos picos em relação ao ensaio anterior (natural). A Tabela 2 mostra os valores dos picos de alguns argilominerais quando analisados sob a forma natural, glicolada e calcinada.

Tabela 2 - Valores das principais distâncias interplanares dos argilominerais em função dos tratamentos auxiliares (N= natural G= glicolada C= calcinada).

Argilominerais	Distância interplanar (Å)										
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Caolinita	N / G										
Ilitas				N / G / C							
Cloritas								N / G / C			
Vermiculitas				C				N / G			
Esmectitas				C		N	N	N	N		G
Sepiolita						N / G / C					

Fonte: Modificado de Formoso, 1980.

O procedimento de glicolagem baseia-se na capacidade de alguns argilominerais admitirem em sua estrutura ligações com álcoois, e estes por sua vez, com a água. Desta forma, aumenta-se a distância interplanar referentes à direção (001). Como exemplo prático, tem-se o pico principal da esmectita, que passa de 12 ou 14 Å para aproximadamente 17 Å, sendo possível distinguí-la da vermiculita, que mantém o pico em 14 Å.

Na calcinação (aquecimento da amostra), as lâminas foram colocadas em mufla e submetidas a um aquecimento de 550°C por 2 horas. Em seguida, procedeu-se o ensaio de difração de raios X, varrendo-se de 2 a 32° (escala 2 θ), e verificou-se o deslocamento dos picos em relação aos ensaios sob a forma natural e glicolada.

Neste caso, buscou-se eliminar as moléculas de água adsorvidas nos argilominerais, resultando na redução da distância interplanar referentes à direção (001). Como exemplo prático, novamente tem-se o pico principal da esmectita, que se desloca para 10 Å. O mesmo ocorre com o pico da vermiculita.

Além da análise por Difração de Raios-X de lâminas orientadas, seis amostras também foram analisadas sob a forma desorientada (amostras BA198-1, BA198-4, BA198-6, BA198-9, AG212-2 e AG212-5). Esta análise objetivou um maior detalhamento dessas amostras, que foram selecionadas para um estudo aprofundado sobre a gênese das caolinitas e dickitas da Formação Sergi.

A análise das amostras sob a forma desorientada (pó) foi feita passando-se o material previamente desagregado em gral de porcelana por uma peneira de 200 mesh. O material depositado na lâmina de vidro foi em seguida analisado varrendo-se de 19° a 28° (escala 2 θ), com contagem de 12 segundos por ponto na lâmina.

c) Espectroscopia de Infravermelho

O espectro infravermelho de minerais do grupo das caolinitas compreende as bandas de absorbância dos modos de elongação (de valência) ou de deformação das vibrações Si-O, Al-O, O-H, etc. (Farmer & Russel, 1964). O domínio de vibração de valência das hidroxilas (OH estrutural ligados a íons Al³⁺) é observado entre 3800 e 3500 cm⁻¹ e é sensível à desordem estrutural das caolinitas (Brindley *et al.*, 1986; Prost *et al.*, 1989). À temperatura ambiente, observam-se quatro bandas de absorção em torno de 3690, 3668, 3652 e 3620 cm⁻¹ para a caolinita, e três bandas de absorção em torno de 3710, 3655 e 3620 cm⁻¹ para a dickita.

A banda de absorção a 3620 cm^{-1} é atribuída a agrupamentos OH internos da folha (Ledoux & White, 1964; Rouxhet *et al.*, 1977) e as outras aos OH de superfície.

As pastilhas de 1 cm de diâmetro foram comprimidas a 15Kg/cm^2 por 4 minutos, 20Kg/cm^2 por 3 minutos e 30Kg/cm^2 por 3 minutos, a partir de uma mistura de 1,5 mg de amostra com 150 mg de Brometo de Potássio (KBr). Após uma passagem de aproximadamente 12 horas na estufa a 100°C , as pastilhas foram analisadas em transmissão com o domínio do infravermelho médio (entre 4000 e 400 cm^{-1}) à temperatura ambiente, utilizando-se um espectrômetro do tipo Shimadzu FTIR- 8300 (Instituto de Química – UFRGS).

d) Microscopia Eletrônica de Varredura

A análise por MEV visou a observação detalhada da morfologia dos cristais e suas relações paragenéticas (Anexo B). Para a análise, foram selecionados fragmentos de rocha fresca, os quais foram recobertos com carbono e ouro, tendo sido analisados em microscópios de elétrons secundários marca JEOL JSM – 6060 (voltagem 20 kV) e SHIMADZU SSX-550 (voltagem 20 kV), no Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS.

6. Métodos e Resultados

a) Espectroscopia de Infravermelho

O método da Espectroscopia de Infravermelho foi decisivo para a identificação da dickita na Formação Sergi, visto que apenas por DRX a distinção entre a caolinita e dickita é bastante difícil. Utilizando a Espectroscopia de Infravermelho, a distinção da caolinita e da dickita pode ser feita analisando-se a posição e a intensidade relativa das bandas OH na região 3800 a 3600 cm^{-1} (Russell, 1987).

Para a caolinita bem cristalizada, quatro bandas são bem desenvolvidas no espectro do Infravermelho, com uma forte absorção ocorrendo na banda de 3695 cm^{-1} e com uma banda de média a forte absorção em 3620 cm^{-1} . Entre as bandas 3669 e 3652 cm^{-1} a absorção é mais fraca. Para a dickita, o espectro do Infravermelho é caracterizado por três bandas, sendo que a de mais forte absorção ocorre em 3620 cm^{-1} e as de média absorção ocorrem em torno de 3710 e 3655 cm^{-1} .

No campo de Água Grande, o espectro de Infravermelho obtido das amostras é tipicamente de dickita, com as três bandas diagnósticas presentes, e sem a banda indicativa de politipos da caolinita de 3669 cm^{-1} (vide Fig. 8 do artigo científico). A banda de 3700 cm^{-1} amplia-se progressivamente, enfraquecendo e mudando para 3705 cm^{-1} (amostra AG212-2). Alguns autores relacionam este comportamento do Infravermelho com o aumento da cristalinidade da dickita e da profundidade de soterramento da rocha (Lanson *et al.*, 2002).

No campo de Buracica, o espectro de Infravermelho é mais heterogêneo em relação aos politipos de caolinita e dickita, e a ocorrência da caolinita é confirmada

em todos os espectros pela banda de 3669 cm^{-1} (vide Fig. 8 do artigo científico). A configuração do espectro e o crescimento da intensidade da banda de 3669 cm^{-1} indicam um aumento relativo na proporção de caolinita nas amostras BA198-9 e BA198-6 em relação às amostras BA198-4 e BA198-1, podendo-se deduzir que uma mistura dos dois politipos (caolinita e dickita) está presente no campo de Buracica.

b) Difração de Raios-X

A identificação preliminar de caolinita e de outros argilominerais associados foi feita por DRX usando 36 amostras de testemunhos de sondagens dos campos de óleo de Água Grande e Buracica, e 24 amostras dos campos de Araçás e Fazenda Bálsamo, totalizando 60 amostras analisadas por DRX. Os modelos de difração foram inicialmente obtidos usando amostras orientadas de diferentes frações (<20 , <10 e $<2\mu\text{m}$), onde cada amostra foi submetida às análises natural, glicolada e calcinada. A interpretação dos difratogramas permitiu selecionar o intervalo de tamanho adequado e as amostras enriquecidas com minerais do grupo do caulim.

O reconhecimento de dickita por DRX em amostras orientadas depende do reconhecimento de uma série de reflexões basais, sendo que a identificação é bastante facilitada em amostras nas quais os minerais de caulim ocorrem como fases puras. O caulim dos campos de óleo de Água Grande e Buracica ocorre em misturas com outras argilas e materiais não-argilosos, e é necessária uma cuidadosa avaliação do difratograma para distinguir a caolinita da dickita. O intervalo de tamanho de 10 a $2\mu\text{m}$ foi escolhido para análise por causa do tamanho relativamente grande dos cristais de caulim, observado previamente em padrões de DRX, em lâminas petrográficas e por MEV. A superposição de reflexões entre linhas de caulim potencialmente diagnósticas e

outros minerais nas amostras reduziu a possibilidade de distinguir politipos de caulim inequivocadamente por DRX. Algumas reflexões foram usadas, e a caracterização dos minerais do grupo do caulim foi feita no intervalo de 19 a $28^{\circ} 20'$ usando dados de Bailey (1980) e Lanson *et al.*, (2000).

Os padrões de raios-X dos caulins de Água Grande indicam que a dickita é o politipo dominante. As reflexões em 4.439 \AA , 4.119 \AA e 3.428 \AA são diagnósticas da dickita. Os caulins do campo de Buracica indicam a presença dos politipos da caolinita e da dickita. A identificação das reflexões em 4.18 \AA e 4.13 \AA associada com a resolução fraca em 3.428 \AA é indicativa do aumento da caolinita nas amostras BA198-1 e BA198-4. Os resultados demonstraram que a nucleação da dickita foi completa no campo de óleo de Água Grande e menos desenvolvida no campo de óleo de Buracica.

c) Petrografia Ótica

O constituinte diagenético mais importante dos arenitos da Formação Sergi é argila infiltrada, as quais ocupam grande parte do volume intergranular (méd.8.3%; máx. 36.3%) nos arenitos fluviais. Ocorrem em duas texturas principais: como cutículas irregulares em torno dos grãos e como agregados desordenados preenchendo poros (méd.8.3%; máx. 36.3%). Raramente, exibem feições de meniscos, pontes e texturas geopetais pendulares. Cutículas descoladas e argilas *pore-fill* contraídas ocorrem associadas a porosidades de encolhimento dessas argilas. As argilas infiltradas são constituídas originalmente por esmectita, que foram variável e heterogeneamente transformadas em interestratificados illita-esmectita ou clorita/esmectita.

A caolinita está presente em amostras das profundidades mais rasas do Arenito Sergi, normalmente inferiores a 1000 m, nos campos de Buracica e Água Grande. Sua ocorrência está intimamente relacionada ao processo de dissolução de feldspatos e mais raramente ao processo de caolinização de intraclastos e micas. Ocorre nos arenitos de granulometria média, que contêm mais de 10% de feldspatos. A caolinita forma agregados *booklet* e vermiculares, comumente substituindo parcial ou totalmente os grãos de feldspatos, ou a porosidade secundária deixada pela sua dissolução. Mais raramente, preenchem poros intergranulares.

A seqüência de processos diagenéticos atuantes nos arenitos Sergi, construída com base nas relações paragenéticas observadas na petrografia ótica e na microscopia eletrônica de elétrons secundários e retroespalhados, envolve as seguintes fases:

1) Dissolução de minerais detríticos pesados instáveis, e precipitação de óxidos de Fe e Ti;

2) Infiltração mecânica de argilas detríticas, originalmente esmectíticas, carregadas por enxurradas episódicas e infiltradas através da zona vadosa dos depósitos arenosos e acumuladas como preenchimento de poros e principalmente como cutículas irregulares sobre os grãos.

3) Precipitação de nódulos e crostas de calcita (caliches) e/ou sílica (silcretes) nos topos dos ciclos fluviais e de alguns intervalos de retrabalhamento eólico. Estes depósitos raramente encontram-se preservados *in situ*, mas ocorrem como intraclastos nos *lags* basais de ciclos da seqüência I, tendo sido erodidos dos topos dos ciclos subjacentes. Esses *lags* estão comumente cimentados por abundante calcita pré-compactação, o que os transforma em barreiras locais ao fluxo de fluidos. Precipitação localizada de dolomita substituindo intraclastos lamosos.

4) Compactação mecânica por rearranjo e fraturamento localizado dos grãos de quartzo e feldspatos, e deformação das micas e dos intraclastos lamosos retrabalhados dos depósitos de inundação, convertidos em pseudomatriz argilosa.

5) Compactação química, por dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares, com o desenvolvimento de contatos côncavo-convexos e suturados, particularmente nos reservatórios mais profundos. A compactação química é facilitada pela presença de finas cutículas de argilas infiltradas.

6) Transformação dos argilominerais infiltrados esmectíticos em interstratificados (camadas-mistas) irregulares illita-esmectita ou clorita-esmectita, acompanhada de desidratação, contração, descolamento dos grãos e fragmentação dos agregados infiltrados. A cloritização é importante, sobretudo nos arenitos da seqüência I, afetados por infiltração menos abundante de argilas, enquanto a ilitização predomina na seqüência II.

7) Cimentação por crescimentos secundários (*overgrowths*) de quartzo, e subordinadamente de feldspatos, afetando irregularmente os arenitos, em especial os da seqüência I, com escassas e finas cutículas de argilas infiltradas, e os reservatórios mais profundos.

8) Cimentação por calcita poiquilotópica que substitui parcialmente os constituintes diagenéticos anteriores e os grãos (dominantemente os feldspatos), obliterando localmente a porosidade e constituindo barreiras locais ao fluxo, dominantemente nos arenitos da seqüência I, menos afetados pela infiltração de argilas.

9) Dissolução parcial da calcita e de grãos de feldspatos, presumivelmente por fluidos carregados com ácidos orgânicos gerados pela maturação térmica da matéria orgânica nos folhelhos geradores de hidrocarbonetos da sucessão rift (cf. Bruhn e De Ros, 1987; Surdam *et al.*, 1989).

10) Precipitação de agregados vermiculares e “em livros” (*booklets*) de lamelas de caolinita, como produto da dissolução de feldspatos, distribuídos descontinuamente em manchas, predominantemente nos arenitos com maior porosidade e permeabilidade remanescentes, em consequência de um pequeno volume de argilas infiltradas ou de cimentação por calcita.

11) Neomorfismo dos agregados de caolinita por dickita, mantendo pseudomorficamente a forma dos agregados.

12) Transformação dos interestratificados irregulares em interestratificados regulares illita-esmectita ou clorita-esmectita, os últimos predominando na seqüência I e, pervasivamente, no Campo de Fazenda Bálsamo, acompanhados de neoformação de franjas de clorita. Neoformação localizada de illita fibrosa sobre os agregados transformados de illita-esmectita.

13) Nova precipitação de anatásio e titanita, em parte como recristalização dos resíduos de dissolução de minerais detríticos pesados.

14) Precipitação localizada de crescimentos e de cristais prismáticos de quartzo (*outgrowths*) nos arenitos mais profundos e com menos argilas sobre os grãos.

15) Albitização dos grãos de feldspatos, concentrada nos reservatórios mais profundos com porosidade remanescente e nos grãos de feldspatos parcialmente dissolvidos.

16) Pirita grossa corroendo localmente grãos e cimentos precedentes.

7. Discussão

Estudos realizados em arenitos (Lanson *et al.*, 1996; Beaufort *et al.*, 1998) e em lutitos (Ruiz Cruz & Reyes, 1998) documentam as mudanças texturais e estruturais dos

minerais do grupo do caulim com a temperatura. Além desses estudos, observações detalhadas em bacias sedimentares mostram que a transformação da caolinita para dickita é contínua e relacionada com o aumento de profundidade e temperatura (Lanson, 2002). A caolinita é o politipo de caulim em equilíbrio com as baixas temperaturas encontradas na eodiagênese, e a dickita é o politipo relacionado aos ambientes de mesodiagênese ou hidrotermais. O domínio da caolinita está restrito aos arenitos soterrados a profundidades menores que 2000 m, sendo gradualmente substituída por dickita em profundidades maiores que 2500 m. Além da temperatura, altas razões água/rocha (Whitney, 1990) e elevada permeabilidade e porosidade favorecem a dickitização da caolinita (Ferrero & Kübler, 1964; Cassan & Lucas, 1966; Kisch, 1983; Zimmerle & Rösch, 1991). Por outro lado, altas saturações por hidrocarbonetos inibem a reação caolinita-dickita, como observado em amostras do mesmo intervalo de profundidade dentro da zona da água, onde a dickitização se desenvolveu sem restrições (Lanson *et al.*, 2002). A ocorrência de dickita em arenitos é um indicador importante de condições de soterramento profundo.

Nos arenitos Sergi a ocorrência de dickita está concentrada em arenitos com grande porosidade e permeabilidade intergranular da seqüência estratigráfica II. Isto está em concordância com o modelo de distribuição preferencial da dickita em arenitos porosos e permeáveis constatado em outras bacias (Lanson *et al.*, 2002), a qual está relacionada à intensidade do fluxo de fluidos durante o soterramento (Whitney, 1990). Sob essas condições, fluidos ricos em ácidos orgânicos ou inorgânicos (e. g. Surdam *et al.*, 1989) podem reagir com feldspatos, micas e outros filossilicatos, como caolinita diagenética, para formar dickita. Em arenitos com permeabilidade reduzida, estes fluidos tornam-se saturados em íons como K^+ , Mg^{++} e Fe^{++} , e tendem a precipitar clorita ou illita. A dickita está ausente nos arenitos Sergi da Seqüência II com abundante argila

mecanicamente infiltrada preenchendo os poros. A dickita também está ausente nos arenitos finos do intervalo estratigráfico basal, onde predominam cloritas (Moraes & De Ros, 1992; De Ros e Scherer, in press), o que está provavelmente relacionado com a disponibilidade de ferro oriundo da dissolução de óxidos, que favoreceu a autigênese da clorita durante o soterramento nesse intervalo.

A ocorrência comum de hábito vermicular em agregados de dickita nos arenitos Sergi é claramente um produto da transformação pseudomórfica da caolinita durante o soterramento, provavelmente sob influência de condições ácidas, como as promovidas pela presença de ácidos orgânicos gerados pela evolução térmica do querogênio das rochas-fonte da sucessão rift (cf. Surdam *et al.*, 1989). O fluxo de fluidos ácidos através dos arenitos com menos argilas infiltradas e maior porosidade e permeabilidade pode ter favorecido a dissolução de feldspatos e a precipitação de caolinita durante a mesodiagênese rasa (2-3 Km, 70-100°C, cf. Morad *et al.*, 2000). A continuação dessas condições durante a mesodiagênese profunda (>3 Km; >100°C, cf. Morad *et al.*, 2000) promoveu a transformação de caolinita em dickita nesses arenitos.

A ocorrência de dickita nos campos de óleo rasos de Buracica e Água Grande indica que os arenitos foram submetidos a temperaturas iguais ou maiores que 100°C, e que essas áreas tiveram uma história de soterramento mais complexa que as sugeridas pelas informações estruturais e estratigráficas convencionais. Ou seja, a presença da dickita indica que as temperaturas atuais dos reservatórios Sergi nessas áreas são muito menores que as temperaturas máximas a que os arenitos foram submetidos durante a evolução do soterramento, principalmente para o campo de Buracica. As possíveis causas para essas altas temperaturas poderiam ser: 1) a incidência de um fluxo térmico muito intenso na área, provavelmente devido ao afinamento crustal durante o pico do rifteamento, no Neocomiano; 2) fluxo de fluidos quentes (hidrotermais), provavelmente

através de falhas normais que limitam esses campos; ou 3) um significativo soerguimento e erosão da seção sedimentar afetando a área e outras partes da bacia.

A evidência petrológica mais óbvia de um soterramento profundo dos reservatórios estudados é a sua intensidade de compactação. No campo de Buracica, são encontradas amostras com volume IGV menor que 14.3% e com contatos intergranulares côncavo-convexos. A maior evidência vem, contudo, do campo de Água Grande (IGV médio = 27.1%), onde ocorrem arenitos com contatos intergranulares suturados e muito apertados, e alguns estilólitos. Esta intensidade de compactação química e dissolução por pressão é incompatível com a presente profundidade do campo de Água Grande (1300 a 1530 m), mas pode ser explicada se esses arenitos foram soterrados pelo menos 1 Km a mais que a atual profundidade, seguido de soerguimento com correspondente erosão da seção sedimentar. Um outro elemento que evidencia o maior grau de soterramento é a intensidade de cimentação. No reservatório de Água Grande constata-se uma abundante cimentação por crescimentos de quartzo pós-compactacional. Apesar da cimentação volumosa por quartzo pós-compactacional poder estar relacionada à extensiva circulação de fluidos quentes, em alguns casos associada com magmatismo (e. g. Glasmann *et al.*, 1989; Girard *et al.*, 1989; Gluyas *et al.*, 1993; Summer & Verosub, 1992; De Ros *et al.*, 2000), este é um fenômeno mais comumente relacionado com uma profundidade de soterramento maior que 2 a 2.5 Km, e temperaturas maiores que 100 °C (e. g. Land *et al.*, 1987; McBride, 1989; Bjørlykke & Egeberg, 1993; Walderhaug, 1994a, b), compatíveis com o intervalo de ocorrência de dickita observado em outras bacias.

8. Conclusões

A utilização conjunta das técnicas de DRX, MEV, IRS e petrografia ótica possibilitou a identificação do argilomineral dickita nos arenitos Sergi, podendo-se concluir que:

- A ocorrência de dickita a pequenas profundidades nos campos de óleo de Água Grande e Buracica indica que a atual temperatura do reservatório Sergi nestas áreas é muito menor que as temperaturas máximas a que os arenitos foram submetidos durante o soterramento;

- A ocorrência da dickita nos arenitos Sergi está concentrada em arenitos com grande permeabilidade e porosidade intergranular (circulação de fluidos durante o soterramento);

- A transformação de caolinita em dickita foi incompleta no campo de óleo de Buracica e completa no campo de óleo de Água Grande;

- O hábito vermicular dos agregados de dickita é um produto da transformação pseudomórfica da caolinita durante o soterramento (provavelmente sob influência de ácidos orgânicos);

- O afinamento crustal na região central da Bacia do Recôncavo sugere um gradiente térmico de $35^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ para a área durante o máximo estiramento crustal. Isto corresponde a temperaturas máximas de 45°C a 56°C para Buracica e 66°C a 80°C para Água Grande (considerando suas profundidades atuais), que são muito menores que os 100°C necessários para a autigênese da dickita.

- Feições petrográficas como dissolução por pressão, contatos suturados, cimentação abundante por crescimentos de quartzo pós-compactacional e valores de isótopos estáveis de oxigênio em cimentos de calcita pós-compactacional também

evidenciam que os arenitos foram submetidos a temperaturas substancialmente maiores àquelas correspondentes à sua atual profundidade;

- A ocorrência de dickita e outras feições petrológicas de condições de soterramento profundo indicam que um soerguimento e erosão de pelo menos 1 km (provavelmente maior que 1500 m) afetou a parte central da Bacia do Recôncavo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguiar, G. A. & Mato, L. F. Definição das relações estratigráficas da Formação Afligidos nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil: In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais ...** Natal, SBG, v.1, p. 157-170.

Barroso, A. S. 1987. **Diagênese e eficiência de recuperação dos reservatórios do Campo de Araçás, Bacia do Recôncavo, Brasil.** Ouro Preto, 179 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto.

Beard, D. C. & Weyl, P. K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. **AAPG Bulletin**, **57** (2): 349-369.

Beaufort, D.; Cassagnabere, A. ; Petit, S. ; Lanson, B. ; Berger, G. ; Lacharpagne, J. C. & Johansen, H. 1998. Kaolinite to dickite reaction in sandstone reservoirs. **Clay Minerals**, **33**: 297-316.

Biscaye, P. E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. **Geol. Soc. Am. Bull.**, **76**: 803-832.

Bjørlykke, K. & Egeberg, P. K. 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **77**, 1538-1548.

Brindley, G. W. & Brown, G. 1980. **Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray identification.** London, Mineralogical Society, 495 p.

Brindley, G. W.; Kao, C. C.; Harison, J. L.; Lipsicas, M. & Raythatha, R. 1986. Relation between structural disorder and other characteristics of kaolinites and dickites. **Clays and Clay Minerals**, **34**: 239-249.

Bruhn, C. H. L. & De Ros, L. F. 1987. Formação Sergi: Evolução de Conceitos e Tendências na Geologia de Reservatórios. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, **1** (1): 25-40.

Caixeta, J. M.; Bueno, G. V.; Magnavita, L. P. & Feijó, F. J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **8** (1):163-172.

Cassagnabere, A. 1998. **Caracterisation et interpretation de la transition Kaolinite-Dickite dans les reservoirs a hydrocarbures de Froy et Rind (Mer du Nord, Norvege)**. Poitiers, 238 p. Thèse de Doctorat. Université de Poitiers, France.

Cassan, J. P. & Lucas, J. 1966. La diagenèse des grès argileux d'Hassi-Messaoud (Sahara) : Silicification et dickitisation. **Bulletin Service Carte Géologie Alsace Lorraine, 19**, 241 – 253.

Chang, H. K. ; Kowsmann, R. O. & Figueiredo, A. M. F. 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do leste brasileiro. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. 1990 (eds). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, Petrobrás, p. 269-289.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográficas & Mapas na escala 1: 2.500.000. **Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo**. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/gis/carta_reconcavo.htm>. Acessado em 26/Ago/2005.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográficas & Mapas na escala 1: 2.500.000. **Seção Geológica Esquemática da Bacia do Recôncavo**. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/gis/secoes_reconcavo.htm>. Acessado em 26/Ago/2005

Cupertino, J. A. **Evolução Tectono-climática na Fase Rifte das Bacias de Camamu, Parte Norte, e Sul do Recôncavo, com Ênfase na Utilização de Isótopos Estáveis e Traços de Fissão**. 2000. Porto Alegre, v.1, 249 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

De Cesero, P. & Ponte, F. C. 1997. Análise Comparativa da Paleogeografia dos Litorais Atlânticos Brasileiro e Africano. **Boletim de Geociências da Petrobrás, 11** (1): 1-18.

De Ros, L. F. & Moraes, M. A. S. 1990. Infiltrated Clays in Fluvial Jurassic Sandstones of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. **Journal of Sedimentary Petrology, 60** (6):809-819.

De Ros, L. F. 1987. Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. **Ciência-Técnica – Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo**. Dissertação de Mestrado em Geociências. Rio de Janeiro, 19: 107p.

De Ros, L. F. & De Cesero, P. Argila em Arenitos: bases para a Interpretação Petrogenética. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Anais ...** Goiânia, SBG, v. 4, p. 1663-1670.

De Ros, L. F. Diagênese de arenitos: progressos e dúvidas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. **Anais ...** Belém, SBG, v. 2, p. 917-930.

De Ros, L. F. & Moraes, M. A. S. 1988. Caracterização e Influência das Argilas de Infiltração Mecânica em Reservatórios Fluviais da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, 2(1):13-26.

De Ros, L. F., Morad, S. & Paim, P. S. G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. **Sedimentary Geology**, 92: 197-228.

De Ros, L. F.; Morad, S.; Broman, C.; Césero, P. & Gomez-Gras, D. 2000. Influence of uplift and magmatism on distribution of quartz and illite cementation: evidence from Siluro-Devonian sandstones of the Paraná Basin, Brazil. Pp. 231 – 252 In: **Quartz Cementation in Sandstones** (R. Worden & S. Morad, editors). IAS Special Publication 29, Oxford, International Association of Sedimentologists, Blackwell Science.

Dias Filho, D. C. 2002. **Análise estratigráfica da Formação Sergi na porção Centro-oeste da Bacia do Recôncavo**. Porto Alegre, 94p. Dissertação de Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Dutta, P. K. & Suttner, L. J. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, II. Authigenic mineralogy. **Journal of Sedimentary Petrology**, 56: 346-358.

Dickson, J. A. D. 1965. A Modified Satining Technique for Carbonates in Thin section. **Nature**, 205: 587p.

Farmer, V. C. 1964. The Infrared Spectra of Layer Silicates. **Spectrochim Acta**, 20: 1149-1173.

Farmer, V. C. 1974. The Infrared Spectra of Minerals. **Mineralogical Society Monograph**, London, 4: 539 p.

Ferrero, J. & Kübler, B. 1964. Présence de dickita dans les grés cambriens d' Hassi-Messaoud. **Bulletin Service Carte Géologie Alsace Lorraine**, 17, 247 – 261.

Figueiredo, A. M. F. ed.; Braga, J. A. E.; Zabalaga, J. C.; Oliveira, J. J.; Aguiar, G. A.; Silva, O. B.; Mato, L. F.; Daniel, L. M. F.; Magnavita, L. P. & Bruhn, C. H. L. 1994. Recôncavo Basin, Brazil: a Prolific Intracontinental Rift Basin. In: Landon, S. M. (ed). **Interior Rift Basins**. Tulsa, OK; American Association of Petroleum Geologists, p. 157-203. (AAPG Memoir, 59).

FitzPatrick, E. A. 1980. Soils: Their formation, classification and distribution. London: Longman, 352 p.

Formoso, M. L. L. 1980. Técnicas Analíticas Instrumentais aplicadas à geologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú, SC. **Anais ... Camboriú, SBG, 4**: 111p.

Gadsden, J. A. 1983. **Infrared Spectra of Minerals and Related Inorganic Compounds**. Butterworth Group Addresses, London, 277 p.

Garcia, A J. V.; Morad, S.; De Ros, L. F. & Al-Aasm, I. S. 1998. Palaeogeographical, palaeoclimatic and burial history controls on the diagenetic evolution of reservoir sandstones: evidence from the Lower Cretaceous Serraria sandstones in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. In: Morad, S. (ed). **Carbonate Cementation in Sandstones**. Oxford, UK, International Association of Sedimentologists, BlackWell Scientific Publications, p.107-140. IAS Special Publication, v.26.

Girard, J. P.; Deynoux, M. & Nahon, D. 1989. Diagenesis of the Upper Proterozoic siliciclastic sediments of the Taoudeni Basin (West Africa) and relation to diabase emplacement. **Journal of Sedimentary Petrology, 59**, 233-248.

Glasmann, J. R.; Clark, R. A.; Larter, S.; Briedis, N. A. & Lundegard, P. D. 1989. Diagenesis and hydrocarbon accumulation, Brent Sandstones (Jurassic), Bergen High, North Sea. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73**, 1341-1360.

Gluyas, J. G.; Grant, S. M. & Robinson, A. G. 1993. Geochemical evidence for a temporal control on sandstone cementation. Pp. 23 – 33 in: **Diagenesis and Basin Development** (A. Horbury & A. Robinson, editors). AAPG Studies in Geology, **36**, Tulsa, OK.

Kessler II, L. G. 1978. Diagenetic sequence in ancient sandstones deposited under desert climatic conditions. London, **Journal of Geological Society, 135**: 41-49.

Kisch, H. J. 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. Pp. 289 – 494 in: **Diagenesis in Sediments and Sedimentary rocks 2** (G. Larsen & G.V. Chilingar, editors). Developments in Sedimentology **25B**, Elsevier, Amsterdam.

Lanson, B.; Beaufort, D.; Berger, G.; Baradat, J. & Lacharpagne, J. C. 1996. Illitization of diagenetic kaolinite to dickite conversion series: late-stage diagenesis of the lower Permian Rotliegend sandstone reservoir, offshore of the Netherlands. **Journal of Sedimentary Research**, **66** (3): 501-518.

Lanson, B.; Beaufort, D.; Berger, G.; Bauer, A. ; Cassagnabere, A. & Meunier, A. 2002. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. **Clay Minerals**, **37**: 1-22.

Lanzarini, W. L. & Terra, G. J. S. 1989. Fácies Sedimentares, Evolução da Porosidade e Qualidade de Reservatório da Formação Sergi, Campo de Fazenda Boa Esperança, Bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, **3**(4):365-375.

Ledoux, R. L. & White, J. L. 1964. Infrared Study of Selective Deuterium of Kaolinite and Halloysite at room Temperature. **Science**, **145**: 47-49.

Magnavita, L. P. & Cupertino, J. A. 1988. A new approach to the geological configuration of the Lower Cretaceous Tucano and Jatobá basins, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **18**(2): 222-230.

Magnavita, L. P. 1989. A review of some recent literature on the tectonic evolution of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift and other extensional regions. Oxford, Wolfson College, University of Oxford, 45p.

Magnavita L. P.; Shanches, P. C.; Silva, R. R. & Hook, S. C. 1998. Guide Book to the Recôncavo Rift Basin, Brazil: AAPG-ABGP, Petroleum Geology in a Changing World. International Conference. 69p.

McBride, E. F.; Land, L. S. & Mack, L. E. 1987. Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama: **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **71**: 1019-1034.

Milani, E. J. 1987. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e do Tucano Sul, Bahia, Brasil. **Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo**. Rio de Janeiro, **19**: 61p.

Milani, E. J. & Davidson, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil. **Tectonophysics**, 154: 40-70.

Milhomem, P. S.; Maman, E. J.; Oliveira, F. M.; Carvalho, M. S. S. & Souza-Lima, W. 2003. **Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Recôncavo**. Fundação Paleontológica Phoenix, ano 5, número 51. Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html>. Acessado em 17/Set/2005.

Morad, S. 1986. Albitization of K-feldspar grains in Proterozoic arkoses and greywackes from southern Sweden. **Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte**, **4**: 145-156.

Morad, S.; Bergan, M.; Knarud, R. & Nystuen, J. P. 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. **Journal of Sedimentary Petrology**, **60** (3): 411-425.

Moraes, M. A. S. & De Ros, L. F. 1992. Depositional, Infiltrated and Authigenic Clays in Fluvial Sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. In: Houseknecht, D. W. & Pittman, E. W. (eds). **Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones**. Tulsa, OK. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 197-208. (SEPM Special Publication, 47)

Morad, S.; Ketzer, J. M. & De Ros, L. F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. **Sedimentology**, **47**(Millenium Reviews), 95-120.

Munne, A. L.; Chaves, H. A. F.; Ribeiro, J. C. L.; Teixeira Netto, A. S. & Pereira, C. P. 1972. **Análise estratigráfica do andar Dom João Bacia do Recôncavo e do Tucano Sul**. Salvador, 74p. (Relatório Técnico, n.8, Curso de projetos especiais em Geologia).

Nascimento, O. S.; Pimentel, A. M.; Rodrigues, E. B.; Bornemann, F. E.; Sandoval, J. R. L.; Jobim, L. D. C.; Carvalho, M. D.; Brito, P.; Rodrigues, T. C. & Lassandro Neto, V. 1982. Projeto Sergi, Campo de Araçás – Bloco Alto. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX/DEPRO/CENPES, 202p. (Relatório interno).

Netto, A. S. T.; Barroso, A. S.; Bruhn, C. H. L.; Caixeta, J. M. & Moraes, M. A. S. 1982. **Projeto Andar Dom João**. Salvador, PETROBRÁS/ DEPEX/DEXBA, 193p. (Relatório interno).

Netto, A. S. T. A Implantação da Fase Rift na Bacia do Recôncavo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais ...** Recife, SBG, 1: 506-517.

Netto, A. S. T.; Braga, J. A. E. ; Bruhn, C. H. L. ; Magnavita, L. P.; Oliveira, J. G.; Agle, H. M. & Ribeiro, J. C. L. 1984. **Prospectos estratigráficos do Recôncavo: arcabouço estrutural, análise estratigráfica e potencialidade exploratória dos andares Rio da Serra e Aratu**. Salvador, PETROBRÁS/DEPEX/DEXBA, 83p. (Relatório interno n.1776).

Netto, A. S. T. & Oliveira, J. J. 1985. O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo. **Revista Brasileira de Geociências**, 15 (2): 97-102.

Oliveira, F. M.; Savini, R. R. 1997. **Análise faciológica e estratigráfica da porção superior da Formação Sergi (Neojurássico) no Bloco principal do Campo de Buracica, Bacia do Recôncavo**. E&P-BA/GEXP/GELAB/ PETROBRÁS, 74p.

Osborne, M.; Haszeldine, M. R. & Fallick, A. E. 1994. Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluid, Brent Group, UK North Sea. **Clay Minerals**, 29: 591-608.

Passos, L. J.; Sandoval, J. R. L.; Casanova, B. E. D.; Campos, J. A.; Durães, E.; Assis, O. C.; Barros, A.; Maia, P. H.; Rodrigues, E.; Rossi, J.; Pimentel, A. M.; Barbosa, D.; Rocha, P. S. M.; Resurreição, C. E. M. & Pinto, G. P. 1983. Projeto Buracica. Salvador, PETROBRÁS/DEPEX/DEPRO/DEXBA/RPBA/CENPES, 240p. (Relatório Interno n. 1760).

Penteado, H. L. de B. 1999. Modelação Composicional 2D da Gênese, Expulsão e Migração do Petróleo no Compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Brasil. Paris, Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie – Paris IV.

Pinho, G. C. 1987. **Evolução diagenética dos arenitos da Formação Sergi no Campo de Fazenda Balsamo Nordeste da Bacia do Recôncavo, Bahia**. Salvador. Ouro Preto. Dissertação de Mestrado em Geociências, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.

Ponte, F. C.; Dauzacker, M. V. & Porto, R. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO, 1., 1978, Rio de Janeiro. **Anais ...** Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 1: 121-147.

Prost, R.; Damene, A.; Huard, E.; Driard, J. & Leydecker, J. P. 1989. Infrared Study of Structural OH in Kaolinite, Dickite, Nacrite and poorly Crystalline Kaolinite at 5 to 600K. **Clays and Clay Minerals**, **37**: 464-468.

Righi, D. & Meunier, A. Origin of Clays by Rock Weathering and Soil Formation. In: Velde, B. (ed.). **Origin and Mineralogy of Clays**. Germany, Springer-Verlag, 1995, p. 43-161.

Rodrigues, C. R. O. 1990. **Argilominerais na evolução diagenética dos arenitos da Formação Sergi, Jurássico, Bacia do Recôncavo, Brasil**. Ouro Preto, 221p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto.

Rossel, N. C. 1982. Clay mineral diagenesis in Rotliegend aeolian sandstones of the southern North Sea: **Clay Minerals**, **17**: 69-77.

Rouxhet, P. G.; Samudacheata, N.; Jacobs, H. & Anton, O. 1977. Attribution of the OH stretching bands of kaolinite. **Clay Minerals**, **12**: 171-178.

Ruiz Cruz, M. D. & Reyes, E. 1998. Kaolinite and dickite formation during shale diagenesis: isotopic data. **Applied Geochemistry**, **13**, 95 – 104.

Santos, C. F. & Braga, J. A. E. 1989. O estado da arte da Bacia do Recôncavo. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1, 1989, Rio de Janeiro. **Anais ...** Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX, **1**: 45-54.

Santos, C. F.; Cupertino, J. A. & Braga, J. A. E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G. P. e Milani E. J. 1990 (eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, p. 269-289.

Scherer, C. M. S.; De Ros, L. F.; Garcia, A. J. V.; Lavina, E. L. C.; Oliveira, F. M.; Mizusaki, A. M. P.; Faccini, U. F.; Paim, P. S. G.; Pierini, C.; Bongiolo, D. E.; Menezes, M. R. F.; Aguiar, E. S. 2004. Caracterização estratigráfica-petrológica integrada dos reservatórios da Formação Sergi. Projeto CTPETRO/ FINEP/ PETROBRÁS/ UFRGS/ UNISINOS. CD-ROM.

Schultz, L. G. 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. **U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.** **391 – C**.

Summer, N. S. & Verosub, K. L. 1992. Diagenesis and organic maturation of sedimentary rocks under volcanic strata, Oregon. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, **76**, 1190-1199.

Surdam, R. C.; Crossey, L. J.; Hagen, E. S. & Heasler, H. P. 1989. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis: **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, **73**: 1-23.

Szatmari, P.; Milani, E. J. & Lana, M. C. 1984. Mecanismo tectônico do rifteamento sul-atlântico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais ...** Rio de Janeiro, SBG, **2**: 1589-1601.

Szatmari, P.; Milani, E. J.; Lana, M. C.; Conceição, J. C. L. & Lobo, A. P. 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution: **Oil & Gas Journal**, **83**: 107-113.

Tanner, C. B. & Jackson, M. L. 1947. Nomographs of Sedimentation Times for Soil Particles Under Gravity or Centrifugal Acceleration. **Soil Science Society Proceedings**. Wisconsin, p. 60-65.

Terra, G. J. S.; Passos, L. J.; Lanzarini, W. L.; Romeu, R. K.; Coelho, S. L. P. F.; Souto, D. L. A. N.; Santana, A. C. & Lassandro Neto, V. 1988. Projeto Fazenda Boa Esperança. Estudo dos reservatórios da Formação Sergi no Campo de Fazenda Boa Esperança, Bacia do Recôncavo. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DEPEX/DEXBA, 60p. (Relatório interno CENPES n. 866)

Tucker, M. E. (ed.). 1995. **Techniques in Sedimentology**. London, Blackwell Science, 394p.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ. Seara da ciência: Seções especiais. **Os Raios-X: Von Laue, Os Bragg e a difração de Raios-X**. [2005?]. Disponível em: <<http://www.searadaciencia.ufc.br/especiais/fisica/raiosx/raiosx-6.htm>>. Acessado em 29/Ago/2005.

Viana, C. F.; Gama Jr, E. G.; Simões, I. A.; Moura, J. A. ; Fonseca, J. R. & Alves, R. J. 1971. **Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo-Tucano**. Salvador, PETROBRÁS/DIREX. (Relatório interno n. 1381).

Walderhaug, O. 1994a. Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian Continental Shelf - evidence from fluid inclusions. **Journal of Sedimentary Research**, **A64**, 311-323.

Walderhaug, O. 1994b. Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid-inclusion microthermometry and temperature-history modelling. **Journal of Sedimentary Research**, **A64**, 324-333.

Walker, T. R. 1976. Diagenetic origin of continental red beds. In: Falke, H. (ed.). **The Continental Permian in Central, West, and South Europe**. Dordrecht, D.Reidel, p. 240-282.

Walker, T. R.; Waugh, B. & Crone, A. J. 1978. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. **Geological Society of America Bulletin**, **89**: 19-32.

Waugh, B. 1978. Diagenesis in continental red beds as revealed by scanning electron microscopy: a review. In: Whalley, W. B. (ed.). **Scanning electron microscopy in the study of sediments**. Norwich, England, Geoabstracts, p. 329-346.

Weir, A. H.; Ormerod, E. C. & El-Mansey, M. I. 1975. Clay mineralogy of sediments of the western Nile Delta. **Clay Minerals**, **10**: 369-386.

Whitney, G. 1990. Role of water in the smectite-to-illite reaction. **Clays and Clay Minerals**, **38**, 343 – 350.

Zabalaga, H. M. C.; Souza Cruz, C. E.; Silva, O. B.; Bruhn, C. H. L.; Barroso, A. S.; Santana, A. C.; De Ros, L. F.; Lassandro Neto, V.; Ferreira, L. E.; Hocott, C. R. & Nascimento, O. S. 1983. Projeto Sesmaria: Sumário, conclusões e recomendações. Salvador, PETROBRÁS/DEXBA/RPBA, 19p. (Relatório interno).

Zimmerle, W. & Rösch, H. 1991. Petrogenetic significance of dickita in European sedimentary rocks. **Zentralblatt für Geologie und Palaontologie**, **I**, 1175 – 1196.

ARTIGO CIENTÍFICO

Dickite in shallow oil reservoirs from Recôncavo Basin, Brazil: diagenetic implications for basin evolution

Submetido para publicação na Revista *Clay Minerals*.

X-Original-To: lfderos@inf.ufrgs.br
 Date: Thu, 13 Apr 2006 11:57:19 +0200
 From: warr@illite.u-strasbg.fr
 To: lfderos@inf.ufrgs.br
 Cc: john@treviles.com
 Subject: manuscript receipt

Dear Prof de Ros,

I have tried to email you now about 4 times and the email is returned every time. In desperation, I sent you a real letter, which I hoped you would have received by now. Let's try one last time.

I have received your paper safely and have passed it to Laurence Warr, one of the Journal's Associate Editors to 'look after'. I guess he should be in touch very soon.

Best wishes, John

----- Original Message -----

From: "Luiz Fernando De Ros" <lfderos@inf.ufrgs.br> To: <john@treviles.com>
 Sent: Wednesday, April 12, 2006 12:58 PM Subject: manuscript receipt

Dr. J. M. Adams
 Department of Engineering
 School of Engineering and Computer Science University of Exeter, UK

Dear Dr. Adams,

Around three weeks ago we sent to you the manuscript of a paper entitled: "Dickite in shallow oil reservoirs from Recôncavo Basin, Brazil: diagenetic implications for basin evolution". On the cover letter sent with the manuscript, we asked you to provide a message acknowledging the receipt of the manuscript, as we need that for local documentation here.

I am writing to you to ask a confirmation of the submission of that manuscript, in form of message that can be simply written in reply to this.

I thank in advance you attention.

Sincerely,

Luiz Fernando De Ros
 Ph.D., Prof. Sedimentary Petrology, Reservoir Diagenesis and Provenance Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS Instituto de Geociencias
 Av. Bento Goncalves, 9500, Agronomia
 CEP 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil
 Tel.: (+55) 51 3316 7235
 Fax: (+55) 51 3316 7047
 E-mail: Lfderos@inf.ufrgs.br

For: Clay Minerals

Title:

**Dickite in shallow oil reservoirs from Recôncavo Basin, Brazil:
diagenetic implications for basin evolution**

Short title:

Dickite in shallow reservoirs, Brazil

Contact author:

Luiz Fernando De Ros

Address:

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

Instituto de Geociências

Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia

CEP 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil

Tel.: (+55) 51 3316 7235

Fax: (+55) 51 3316 7047

E-mail: Lfderos@inf.ufrgs.br

Dickite in shallow oil reservoirs from Recôncavo Basin, Brazil:
diagenetic implications for basin evolution

J. DE BONA¹⁺, N. DANI¹, J.M. KETZER², & L.F. DE ROS^{1*}

¹ *Institute of Geosciences, Federal University of Rio Grande do Sul,
UFRGS, Porto Alegre, RS, Brazil*

⁺ janete.bona@bol.com.br

^{*} *Corresponding author; lfderos@inf.ufrgs.br*

² *Pontifical Catholic University of Rio Grande do Sul, PUCRS, Porto
Alegre, RS, Brazil; jm@ketzer.com*

ABSTRACT

Fluvial and aeolian sandstones of the Sergi Formation are the most important reservoirs of Recôncavo Basin, Brazil. Optical and electronic microscopy, XRD and IRS revealed the occurrence of dickite, a clay mineral indicative of deep burial conditions ($T > 100^{\circ}\text{C}$), in the shallow Buracica (630 to 870 m) and Água Grande (1300 to 1530 m) oilfields. Vermicular dickite replaces feldspar grains, and fills intragranular and intergranular pores. Its vermicular habit is a product of pseudomorphic kaolinite transformation during burial. The presence of dickite agrees with the intensity of compaction, post-compactional quartz cementation, and $\delta^{18}\text{O}$ values of calcite cements (T up to 116°C). These petrologic features of deep burial, as well as AFTA, indicate that an uplift and erosion of at least 1 km and probably more than 1500 m has affected the central part of Recôncavo Basin, and very likely the whole region, what was not previously detected by conventional structural and stratigraphic models.

Keywords: diagenesis, sandstones, reservoirs, dickite, uplift, Recôncavo Basin, Brazil

INTRODUCTION

The fluvial and aeolian sandstones of the Sergi Formation (Jurassic-Cretaceous) are the most important reservoirs of the Recôncavo Basin, a continental rift in northeastern Brazil that is the oldest petroleum province under production in the country. The Sergi reservoirs are affected by a complex and variable series of diagenetic processes, which strongly affected their quality and heterogeneity. Consequently, understanding the conditions of diagenetic evolution of the Sergi sandstones is very important for the planning of optimized hydrocarbon production from mature oilfields, and of exploration for new Sergi reservoirs in the Recôncavo and adjacent Camamu-Almada basins, to the South.

The recent characterization of kaolin clay minerals in some shallow Sergi reservoirs has brought new implications to the evolution of Recôncavo Basin. The occurrence of dickite in the shallow Buracica (630 to 870 m) and Água Grande (1300 to 1530 m) oilfields indicates a burial evolution more complex than that suggested by the stratigraphic and structural evidence. Apparently, the presence of dickite is probably much more widespread in clastic reservoirs than conventionally assumed, and many clay minerals identified as kaolinite in several reservoirs are probably dickite. Since that the occurrence of dickite implies on specific thermal and geochemical conditions in terms of relations with organic matter evolution and fluid

flow patterns during burial, its identification is of great importance for the understanding of basin evolution. This indicates the need of analytical methods adequate for the characterization of kaolin clay minerals in hydrocarbon reservoirs.

Therefore, the objectives of this study are to describe the occurrence of dickite clay minerals in shallow oilfields of the Recôncavo Basin, and to discuss its implications for the evolution of the Sergi reservoirs and for the tectonic evolution of the Basin.

GEOLOGICAL SETTING

Recôncavo Basin is located in northeastern Brazil, covering an area of 11.500 km² (Fig. 1). The basin constitutes, together with Tucano and Jatobá, an internal rift system which has evolved from a cratonic sag during early Cretaceous, owing to the processes of crustal stretching that finally caused the fragmentation of Gondwana Supercontinent (Szatmari *et al.*, 1985; Milani & Davidson, 1988; Figueiredo *et al.*, 1994).

Recôncavo Basin was developed on a complex mosaic of Pre-Cambrian terrains. The geometry of the rift basin, of its major faults, internal highs and depocenters was strongly influenced by the basement structures. As a result of the genetic and deformational tectonics, and of the heterogeneities of the substrate, the basin was developed with a shape of an asymmetric grabben, deeper along its eastern margin and elongated towards N30E.

Recôncavo Basin is divided into three compartments, South, Center and Northeast. Its structural framework has the configuration of half-grabbens with regional dip towards SE, cut by NE normal faults and by NW transfer zones, generated by the NW-SE and E-W extensional stresses that were active during the process of formation of the South Atlantic Ocean.

The Sergi Formation, which constitutes the main oil reservoir of the basin, is a siliciclastic continental succession deposited still during the pre-rift, internal sag stage. Sergi sandstones are the main oil reservoirs of Recôncavo basin, with an original in place oil volume of 362 millions of cubic meters. The formation occurs throughout the whole Recôncavo Basin, as well as throughout the Jatobá and Tucano rift basins, and the Camamu and Almada marginal basins, located to the South of Recôncavo Rift. The maximum thickness of this unit is of 400 to 450 m, regionally dipping towards East (Milani, 1987; Penteado, 1999; Figueiredo *et al.*, 1994; Caixeta *et al.*, 1994). Sergi Formation is essentially constituted of sandstones (more than 90%), with grain size ranging very coarse and conglomeratic to very fine. The sandstones are in places intercalated with granule and pebble conglomerates and with thin layers of sandy mudstones.

The depositional structures, textures and succession suggest that the sedimentation of Sergi Formation occurred within an alluvial system of braided channels with recurrent aeolian reworking, under arid/semi-arid conditions. The unit shows a general coarsening

upwards pattern, and can be subdivided into three third order stratigraphic sequences, limited by regional unconformities. The basal sequence, 40 to 60 meters thick, is characterized by the intercalation of lacustrine mudrocks and from the flooding of the fluvial system, with recurrent aeolian reworking. The middle sequence, constituted dominantly of coarse sandstones, has 200 to 450 meters of thickness, and was deposited by a wide system of high energy braided channels, without mudrock intercalations. The top sequence is less than 10 meters thick, and dominantly aeolian.

The porosity and permeability of the Sergi reservoirs are strongly influenced by diagenetic processes, such as compaction, the mechanical infiltration of clays and the cementation by calcite, quartz and clay minerals (Netto *et al.*, 1982; Bruhn & De Ros, 1987; De Ros, 1987; 1988; Moraes & De Ros, 1990; 1992).

METHODS AND SAMPLING

All the samples analyzed have been collected from cores of medium to coarse-grained sandstones. Core samples from Sergi sandstones were collected in eight wells from the Água Grande, Buracica, Araçás and Fazenda Bálamo oilfields (Fig. 1).

Altogether, 337 thin sections prepared from sandstone samples impregnated with blue epoxy resin were examined with standard petrographic microscopes. The volume of detrital and diagenetic

components and of different pore types was determined by counting 300 points in each one of the thin sections.

Kaolin-rich core samples occur only in the Água Grande and Buracica oilfields. Present depths of Sergi Formation are 600 to 870 m in the Buracica oilfield and 1300 to 1530 m in the Água Grande oilfield. The samples which petrographic examination indicated larger content of kaolin were separated for the mineralogical analyses.

The methods used for X-ray diffraction (XRD) follow the recommendation of Lanson *et al.*, (1996). The samples were crushed gently and the fragments were shaken mechanically in water for 12 h to separate as much clay-size material as possible. The remaining fragments and coarser grains were removed by sedimentation, and only the suspension was ultrasonically dispersed. The size fractionation of the clay material was performed as follows: first, from a <20 μm fraction, the <10 μm and then <2 μm fractions was thoroughly extracted by dispersion and sedimentation cycles. Oriented slides were prepared by drying a few milliliters of the suspension on glass slides. Each of these fraction were analyzed by XRD in oriented deposition preparation in air-dried, treated with ethylene glycol and further by heating following the recommendations of Tucker (1995). For the kaolin-rich samples, larger quantities of material were used to perform XRD on randomly oriented preparations. In this case, supplementary material involving 10-2 μm

fraction was extracted by successive dispersion and sedimentation cycles.

All samples were run on a Siemens D5000 diffractometer using diffracted-beam-monochromated $\text{CuK}_{\alpha 1+2}$ radiation and operating in the following conditions: 40kV and 25mA, scanning step of $0,02^\circ 2\theta$, accumulation time of 2 second/step in oriented slides (angular range of $2-32^\circ 2\theta$). For randomly preparation (2-10 μm size fraction) the operating conditions adopted was a scanning step of $0,01^\circ 2\theta$ and accumulation time of 12 second/step (angular range of $19-28^\circ 2\theta$). The diagnostic peaks follow the recommendations mentioned by Bailey (1980) and Lanson *et al.*, (2002).

Scanning electron microscopy (SEM) was performed on freshly-fractured rock fragments, which were coated with carbon and gold and examined with secondary electrons in either a JEOL JSM 5800 microscope equipped with an energy dispersive spectrometer (EDS) or in a JEOL JSM 6060 microscope, using a 20 kV voltage and a 69 nA current.

The samples for infrared (IR) spectroscopy were prepared by mixing 1.5 mg of sample with 150 mg KBr. Disks were prepared by pressing and heating to 110°C overnight. The samples were analyzed in the $4000-400\text{ cm}^{-1}$ range on a Shimadzu FTIR-8300 spectrometer. In the hydroxyl-stretching band region of phyllosilicates (i.e. 3200 to 3800 cm^{-1}), the diagnostic bands 3690 , 3668 , 3652 e 3621 cm^{-1} ,

respectively, for kaolinite and 3710, 3655 and 3620 cm^{-1} for dickite were considered (Brindley *et al.*, 1986; Prost *et al.*, 1989).

DIAGENESIS OF THE SERGI SANDSTONES

The Sergi sandstones experienced a complex and extensive sequence of diagenetic processes (De Ros, 1987; Bruhn & De Ros, 1987; Moraes & De Ros, 1990; 1992), which show similarities with those of other sandstone units deposited under continental arid/semiarid conditions (e.g., Walker, 1976; Kessler, 1978; Walker *et al.*, 1978; Waugh, 1978; Rossel, 1982; Dutta & Suttner, 1986; McBride *et al.*, 1987; De Ros *et al.*, 1994; Garcia *et al.*, 1998). The diagenetic history reflects an intense early evolution under dry continental conditions, followed by progressive and differential burial histories for the diverse structural blocks formed during the rifting of the Recôncavo Basin.

In this paper, the terms *eo-*, *meso-* and *telodiagenesis* are applied for the diagenetic stages *sensu* Morad *et al.*, (2000). *Eodiagenesis* includes processes developed under the influence of depositional fluids at depths less than about 2 km ($T < 70^\circ\text{C}$), whereas *mesodiagenesis* includes processes encountered at depths > 2 km ($T > 70^\circ\text{C}$) and reactions involving chemically evolved formation waters. *Shallow mesodiagenesis* corresponds to depths between 2 and 3 km, and to temperatures between 70 and 100°C , and *deep mesodiagenesis* extends from depths around 3 km and temperatures

around 100°C to the limit of metamorphism, corresponding to temperatures larger than 200-250°C, and to highly variable depths, according to the thermal gradient of the area. *Telodiagenesis* refers to those processes related to the uplift and exposure of sandstones to near-surface meteoric conditions, after burial and mesodiagenesis.

The sequence of diagenetic processes that affected the Sergi sandstones was interpreted based mostly on the paragenetic relationships observed through optical petrography and electron microscopy under secondary and backscattered electrons modes, and on stable isotope data of the diagenetic carbonates (Fig. 2).

The dissolution, soon after deposition, of unstable detrital heavy mineral grains, such as amphiboles, titanite, ilmenite, etc... resulted in the precipitation of Fe₂O₃ (hematite) and TiO₂ (anatase). During subsequent burial and hydrocarbon charging, most of the iron oxides were dissolved or reacted to form authigenic chlorites in the reservoirs, being preserved only in the fine-grained rocks.

Detrital smectitic clays were mechanically infiltrated through the vadose zone of the fluvial deposits by episodic floods and avulsion of the braided channels. These clays occur as chaotic pore-filling aggregates and mostly as irregular coatings on the grains (Fig. 3A), and are heterogeneously concentrated in laterally discontinuous levels, mostly in the coarser, upper half of the unit.

Concretions and crusts of calcite (caliches) and/or silica (silcretas) were locally precipitated along the top of the fluvial cycles and of

some intervals of eolian reworking. These deposits are rarely preserved *in situ*, but occur reworked as intraclasts in the basal lags of fluvial cycles, mostly of the finer-grained lower half of the unit. These lags are commonly cemented by abundant pre-compactional, coarsely-crystalline calcite, and constitute local barriers to fluid flow (Fig. 3B). The stable isotopic values of calcrete nodules and lags cemented by pre-compactional calcite range between $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ -9.14 and -2.05 ‰, and between $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ -6.9 and -3.64 ‰, what correspond to precipitation temperatures between 19.7 and 35.4°C, assuming a $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ of -3 ‰, compatible with the interpreted paleolatitude.

Mechanical compaction is evidenced in the studied sandstones by the local fracturing of quartz and feldspar grains, and by the deformation of micas and mud intraclasts, which are in places converted into mud pseudomatrix. Dolomite rhombs replaced locally some of the mud intraclasts and derived pseudomatrix. Chemical compaction occurred through intergranular pressure dissolution, resulting in the development of concave-convex and sutured intergranular contacts (Fig. 3C), and in places of stylolitic surfaces. Chemical compaction was locally enhanced in grains covered by thin infiltrated clay coatings, and along clay lamina.

During initial burial, the infiltrated smectitic clay minerals were transformed into irregular mixed-layer, illite-smectite or chlorite-smectite clays. This transformation was associated with dehydration,

shrinkage, fragmentation and detachment of the coatings from grains surfaces. The transformation into chlorite was more important in the lower half of the unit, where mechanically infiltrated clays were less abundant, particularly along the northeastern portion of the basin (De Ros, 1987; Lanzarini & Terra, 1989).

Cementation by overgrowths of quartz (Fig. 3D), and subordinately of feldspars, affected mostly the sandstones devoid of infiltrated clay coatings, or with very thin and discontinuous coatings. Quartz cementation is more abundant in the Água Grande oilfield.

Poikilotopic, post-compactional calcite cementation was, in places, pervasive. Calcite partially replaced the detrital (mostly the feldspars) and previous diagenetic constituents, and engulfed the infiltrated coatings (Fig. 3E). These sandstones massively cemented by calcite experienced no or very little clay infiltration. The stable isotopic values of post-compactional, poikilotopic calcite cements typically range between $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ -16.41 and -2.78 ‰, and between $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ -12.48 and -7.5 ‰, what correspond to precipitation temperatures between 76.5 and 115.6°C, assuming a $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ of +3 ‰, compatible with subsurface fluids strongly evolved by water/rock interaction (cf. Land & Fisher, 1987).

Commonly, post-compactional calcite cement and feldspar grains are partially dissolved (Fig. 3F), presumably by fluids charged in organic acids derived from the thermal maturation of organic matter in the rift source rocks (cf. Bruhn & De Ros, 1987; Surdam *et al.*, 1989). This is

evidenced by the widespread distribution of dissolution porosity in the unit throughout the basin and by the relative increase of intragranular porosity with depth (Bruhn & De Ros, 1987).

Vermicular and booklet aggregates of kaolin clays were precipitated mostly as a product of feldspar dissolution. The characterization of these kaolin clay minerals is the central issue of this study, and will be detailed in the next section.

Under mesogenetic conditions (*sensu* Morad *et al.*, 2000), the irregular illite-smectite and chlorite-smectite mixed-layer clay minerals were transformed into regular interstratified clay minerals. This ordering was accompanied by the neof ormation of rims of lamellar chlorite or fibrous illite aggregates.

Additional precipitation of quartz occurred as overgrowths and prismatic crystals (outgrowths), particularly in deep sandstones with scarce or no clay coatings or rims. The albitization of detrital feldspars was enhanced in the deeper reservoirs with remnant intergranular porosity and partially dissolved feldspar grains. Coarsely-crystalline anatase precipitated during burial, partially as result of the recrystallization of finely-crystalline, eogenetic titanium oxides. In places, titanite overgrowths formed around detrital titanite. Coarsely crystalline pyrite locally replaced grains and preceding cements. In places, coarsely-crystalline pyrite replaces the grains and earlier diagenetic constituents.

KAOLIN NEOFORMATION AND TRANSFORMATION

The term kaolin is here adopted for a group of minerals, representing a subgroup of dioctahedral 1:1 phyllosilicates (Lanson *et al.*, 2002). In this work, we adopted the nomenclature of Guggenheim *et al.*, (1997), which consider kaolinite, dickite and nacrite as mineral names, even though these species are in fact polytypes of $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. Our interest in this study is centered in the identification of kaolin minerals occurring in the Sergi Formation sandstones, and on its implications for the geologic evolution of Recôncavo Basin.

Microscopy

In Sergi sandstones, kaolin aggregates are irregularly distributed as spots, dominantly in the sandstones with larger remnant intergranular porosity and permeability (Fig. 4A), and less infiltrated clays and calcite cement. Kaolin occurs as vermicular and “booklet” aggregates made of euhedral crystals piled face-to-face (Fig. 4B) that partially or totally replace feldspar grains and fill pores generated by their dissolution, as well as primary intergranular pores, particularly those adjacent to dissolved feldspar grains (Figs. 4C, 4D). In some samples, kaolin covers infiltrated clay coatings (Fig. 4E). In places, kaolin crystals are partially engulfed by quartz overgrowths (Figs. 4E, 4F). Rarely, kaolin minerals pseudomorphically replace detrital micas.

The scanning electron microscopy (SEM) examination of kaolin crystal morphology, reveals that kaolin vermicular aggregates (Fig. 5A) are made of thick, amalgamated crystals, which are usually euhedral and pseudo-hexagonal in shape (Fig. 5B). A more detailed examination shows that thin lamellar remnants of kaolinite occur intercalated among the thick dickite crystals (Fig. 5C). Some samples show a more incipient transformation of thin kaolinite platelets with thick dickite crystals precipitated in between (Fig. 5D). In some samples, kaolin shows a uniform crystal size with approximately 10-20 μm , and a blocky habit of crystals of monoclinic symmetry (Fig. 5E). In other samples, the dickite crystals have a bladed habit, elongated along the direction of crystallographic b axis (Fig. 5F). The conspicuous occurrence of dickite with vermicular habit, typically observed in kaolinite aggregates, as revealed by the XRD and IRS analyses (discussed in the next section), indicates that the morphology of kaolin crystals and aggregates cannot be used as criteria for kaolin polytype identification.

X-ray diffraction

The preliminary XRD identification of kaolin and other associated clay minerals was performed on thirty six core samples from the Buracica and Água Grande oilfields. Initially, diffraction patterns were obtained from oriented samples of different size fractions (<20, <10, <2, <1, <0.5 and <0.2 μm), each one air dried, glycerol-solvated and

heated to 490°C for 2 hours (Figs. 6A, 6B). The interpretation of these diffraction patterns permitted to select the samples rich in kaolin minerals and the appropriate size interval to be detailed. A first important observation was the limited collapse of kaolin minerals during heating (Fig. 6C), a behavior characteristic of dickite.

The recognition of dickite by X-ray diffraction depends upon recording non-basal reflections in random crystal orientation, preferably in samples in which kaolin minerals occur as pure phases. Kaolin from Buracica and Água Grande oilfields occur in mixtures with other clay and non-clay minerals and a careful evaluation of the XRD pattern is required to distinguish kaolinite from dickite. The 10-2 μm size range was chosen for analysis because of the relatively large size of the kaolin crystals in agreement with preliminary XRD pattern (Fig. 6C), corroborated by thin-section and by SEM observation. Few reflections were used, and the characterization of kaolin-group minerals was performed on the 19-28° 2 θ (4.67-3.19Å) range (Table 1), in relation to reference XRD kaolinite and dickite spectra by Bailey (1980) and Lanson *et al.*, (2002).

The XRD patterns of the size fractions in which kaolins are concentrated of both oilfields are presented in Figure 7. The X-ray patterns from Água Grande kaolins indicate that dickite is the dominant or only polytype. The reflections at 4.439 Å, 4.119 Å and 3.428 Å are diagnostic of dickite. The XRD of kaolins from the Buracica field indicate the presence of both kaolinite and dickite

polytypes. The identification of the reflections at 4.18 Å and 4.13 Å associated with the poor resolution of reflection at 3.428 Å are indicative of the presence of kaolinite in samples BA198-1 and BA198-4. These results, combined with the SEM observations of thin kaolinite remnants intercalated to the dickite aggregates (Figs. 5C, 5D) indicate that the transformation of precursor kaolinite into dickite was incomplete in the Buracica oilfield samples, while it was quite complete in the Água Branca oilfield.

Infrared spectroscopy

In contrast to XRD results, infra-red spectra are less affected by interference of other minerals, as they focus on the OH-stretching region of kaolin minerals. This method was decisive for the precise identification of dickite in the studied samples. The IR spectra of external standards of kaolinite and dickite were used to calibrate the interpretation. Distinction between kaolinite and dickite is easily performed by assessing the position and relative intensity of the OH-stretching bands in the 3800-3600 cm^{-1} region (Russell, 1987). For well-crystallized kaolinite, four bands are well developed in the IR spectra, with the strong absorption occurring at 3695 cm^{-1} and with a band of medium–strong absorption at 3620 cm^{-1} . Between these bands, there is a relatively weak absorption at 3669 and 3652 cm^{-1} . In contrast, dickite in the IR spectrum is characterized by three bands in the OH-stretching region. The strongest absorption band in dickite

occurs at 3620 cm^{-1} , with medium-strong bands at 3700 and 3650 cm^{-1} .

The IR spectra of kaolins from the Água Grande oilfield (Fig. 8, samples AG212-2 and AG212-5) are typical of dickite, with three bands in the OH-stretching region and without the band indicative of kaolinite polytype at 3669 cm^{-1} . The band at 3700 cm^{-1} progressively broadens, weakens and shift to 3705 cm^{-1} (Fig. 8, sample AG212-2) and some authors correlate this IR behavior with increasing dickite crystal ordering and burial depth (Lanson *et al.*, 2002).

The IR spectrums of kaolins from the Buracica oilfield are clearly heterogeneous in relation to kaolinite and dickite polytypes, and the occurrence of kaolinite is confirmed in all IR spectrums (Fig. 8) by the clear band at 3669 cm^{-1} . The spectrum configuration and the growing intensity of band at 3669 cm^{-1} indicates an relative increase in the participation of kaolinite in samples BA198-9 and BA198-6 in relation to samples BA198-4 and BA198-1. It is concluded that a mixture of the two polytypes is present in Buracica oilfield, while only dickite occurs in the Água Grande samples.

DISCUSSION

Conditions of dickite authigenesis

Studies performed in sandstones (Lanson *et al.*, 1996; Beaufort *et al.*, 1998) and in shales (Ruiz Cruz & Reyes, 1998) have

documented the structural and textural changes of kaolin minerals with temperature. Additionally, detailed observations in sedimentary basins show that the transformation of kaolinite to dickite is continuous and correlated with increasing depth and/or temperature (Lanson, 2002). Kaolinite is the kaolin polytype in equilibrium with the low temperatures found in eodiagenesis and dickite is the polytype related to the mesodiagenetic or hydrothermal environments. In North-Sea reservoir sandstones, transformation of kaolinite into dickite starts at about 80 °C, becoming prevalent at temperatures of about 100-130°C (Ehrenberg *et al.*, 1993; McAulay *et al.*, 1993; 1994). In Alberta Deep Basin, Canada, diagenetic dickite in Lower Cretaceous sandstones formed at about 150 °C (Tilley & Longstaffe, 1989). The occurrence of dickite in sandstones is thus an important index of deep burial conditions. However, although XRD is a widespread technique for the identification and characterization of clay minerals, it is unfortunately not efficient to differentiate among kaolin polytypes, especially in natural samples formed by different minerals phases. Therefore, it is not possible to identify dickite and kaolinite by using only XRD. This difficulty may explain some of the inconsistencies found in works from the 80's and 90's (e.g, Thomas, 1986; Inoue *et al.*, 1988; Glasmann *et al.*, 1989; Osborne *et al.*, 1994) in trying to relate mineralogical and morphological changes of kaolin minerals with depth of burial in sedimentary sequences. Ehrenberg *et al.*, (1993) and McAulay *et al.*, (1993) proposed a

connection of the transformation of kaolinite to dickite with the modification from booklet or vermicular aggregates to discrete blocky crystals and related it with increasing diagenetic temperature and time.

In fact, many vermicular kaolin aggregates that were identified in these works as kaolinite are probably constituted by dickite. Nowadays, with the combined XRD, FTIR and DTA analyses the risk of misidentification of kaolin polytype is practically absent. In a review about the authigenesis of dickite in burial diagenesis, Lanson *et al.*, (2002) considered the evolution of early vermicular kaolinite to blocky dickite as a diagenetic adjustment of early kaolinite to increasing temperature rather than the direct precipitation of dickite. Cassagnabere (1998) studied the transition kaolinite to dickite in North Sea sandstones in relation to depth-temperature, water/oil zone and petrophysical parameters. As expected, a clear positive correlation of dickite with increase temperature was observed. Kaolinite domain is restricted to sandstones buried at less than 2000 m, being gradually replaced by dickite below 2500 m. In North Sea sandstones, dickite is the stable polytype in the 2500-5000 m depth interval. In addition to temperature, high water/rock ratio enhances the development of dickite (Whitney, 1990) and consequently high petrophysical porosity and permeability favor kaolinite “dickitization” (Ferrero & Kübler, 1964; Cassan & Lucas, 1966; Kisch, 1983; Zimmerle & Rösch, 1991). Conversely, high saturation by

hydrocarbons has inhibited the kaolinite-to-dickite reaction, as compared with samples of the same depth interval inside the water zone, where “dickitization” developed without restriction (Lanson *et al.*, 2002).

Implications for the diagenetic evolution of Sergi reservoirs

The occurrence of dickite in Sergi sandstones is concentrated in sandstones with larger intergranular porosity and permeability of the middle, coarser stratigraphic sequence of the unit. This is in line with the pattern of preferential distribution of dickite in porous and permeable sandstones of different basins (Lanson *et al.*, 2002), which is related to enhanced flow of fluids during burial (Whitney, 1990). Under these conditions, fluids charged with either organic (e.g., Surdam *et al.*, 1989) or inorganic acids may react with feldspars, micas and other phyllosilicates, such as early diagenetic kaolinite, to generate dickite. In sandstones of reduced permeability, these fluids become saturated with respect to ions such as K^+ , Mg^{++} and Fe^{++} , and tend to precipitate illite or chlorite. Dickite is absent from the Sergi sandstones of the upper interval which pores are filled by abundant mechanically infiltrated clays, that evolved during burial mostly to illites through illite-smectite mixed-layers.

Dickite is also absent from the finer sandstones of the basal stratigraphic interval, where chlorites predominate (Moraes & De Ros, 1992; De Ros *et al.*, in prep.), most probably because the

availability of Fe from the dissolution of iron oxides in the mudrocks and fine-grained sandstones of this interval favored the authigenesis of chlorite during burial.

The common occurrence of vermicular habit, pseudomorphic after kaolinite in dickite aggregates within Sergi sandstones is clearly a product of kaolinite transformation during burial, presumably under influence of acidic conditions, such as those promoted by the presence of organic acids generated from the thermal evolution of kerogen in rift source rocks (cf. Surdam *et al.*, 1989). The preferential flow of acidic fluids through the sandstones with less infiltrated clays and more porosity and permeability may have favored the dissolution of feldspars and the precipitation of kaolinite during shallow mesodiagenesis (2-3 km; 70-100°C, cf. Morad *et al.*, 2000). The continuation of such conditions during deep mesodiagenesis (> 3 km; > 100°C, cf. Morad *et al.*, 2000) promoted the transformation of kaolinite into dickite in these sandstones.

Implications for basin evolution

The occurrence of dickite in the shallow Buracica and Água Grande oilfields indicates that the sandstones were subjected to temperatures around or higher than 100°C, and that these areas had a burial history far more complex than that is suggested by the conventional stratigraphic and structural information. Such occurrence indicates that the present temperatures of the Sergi

reservoirs in these areas are much lower than the maximum temperatures experienced by these sandstones during their burial evolution, particularly for the shallow Buracica Field. The possible causes for such abnormally high temperatures would be either: 1) the incidence of very intense thermal flow in the area, probably owing to crustal thinning during the peak of the Neocomian rifting, or 2) the flow of hot (“hydrothermal”) fluids, presumably through the large normal faults that limit these fields, or 3) a significant uplift and erosion of sedimentary section affecting the area and other parts of the basin.

It is well known from several rift basins in the world (e.g., Eldholm, 1991; Landon, 1994; Polster & Barnes, 1994; Rohrman *et al.*, 1994; Glennie, 1995) that the thinning of the crust during active rifting promotes enhanced thermal flow and steep thermal gradients. Such crustal stretching is characteristic of rift basins, such as the Recôncavo-Tucano system (Milani *et al.*, 1987; Milani & Davidson, 1988). The question is if such enhanced thermal flow could explain the temperatures needed to form dickite in the shallow reservoirs of Buracica and Água Grande fields. The extent of crustal thinning in central Recôncavo Basin suggests a maximum thermal gradient of 35°C/km for the area during maximum crustal stretching at the peak of rifting (Milani, 1987; Milani & Davidson, 1988; Santos *et al.*, 1990; Figueiredo *et al.*, 1994; Cupertino, 2000). This would correspond to maximum temperatures around 45°C to 56°C and 66°C to 80°C,

considering the present depths of Buracica and Água Grande reservoirs, respectively. Therefore, the enhanced thermal flow during rifting is not enough to explain the temperatures needed for dickite authigenesis at the present depths of the studied oilfields.

Other possible explanation for the shallow occurrence of dickite in the area would involve the flow of hot (“hydrothermal”) fluids, coming from hotter, deeper levels within the basin or even from the crystalline basement. Crustal thinning substantially enhances heat flow, as well as the active advection of hydrothermal fluids, even in the absence of magmatic activity (e.g., Truesdell *et al.*, 1981; Gianelli & Teklemarian, 1993). In fact, the advective, focused circulation of hydrothermal fluids connected with rifting and even with magmatism is observed in several present and ancient geothermal systems (e.g., McDowell & Paces, 1985; Schiffman, Bird & Elders, 1985; Searl, 1994; Pitman, Henry & Seyler, 1998 and references therein). Sandstones of basins developed on extensively thinned and fractured crust are commonly affected by episodic flow of thermal fluids through faults, mostly during active tectonism, what is described as “seismic pumping”, or “seismic valving” (e.g., Wood & Boles, 1991; Burley & MacQuaker, 1992; Burley, 1993). Dickite is a common mineral in hydrothermal systems (e.g., McDowell & Paces, 1985; Parnell *et al.*, 2004; Simeone, 2005). Such hydrothermal circulation could have occurred in the studied area during rifting, presumably through the large normal faults that limit the oilfields.

However, the available sampling is insufficient (two cored wells in each oilfield) to check if the distribution of dickite and other diagenetic constituents and processes shows any systematic control relative to the major, field-limiting faults. Besides, there are no processes, in the studied reservoirs, that are characteristic of hydrothermal systems, such as intense quartz cementation or even recrystallization, or extensive ankerite cementation (e.g., McDowell & Paces, 1985; Schiffman, Bird & Elders, 1985; Pitman, Henry & Seyler, 1998; Lima & De Ros, 2003). Quartz cementation is insignificant in Buracica reservoirs and, although significant (average 1.3 %; up to 9.7 % of quartz overgrowths), is not massive in Água Grande reservoirs.

If the flow of heat or of hot fluids seem insufficient to explain the shallow occurrence of dickite in the area, then the remaining possibility to be considered of a substantial uplift and erosion of sedimentary section. The extent of post-rift uplift is considered limited in most structural and stratigraphic studies of Recôncavo Basin, basically because the large variations in the thickness of the rift section is interpreted as product of differential subsidence among the structural blocks that segment the basin (Netto & Oliveira, 1985; Milani, 1987; Milani *et al.*, 1987; Milani & Davidson, 1988; Santos *et al.*, 1990; Figueiredo *et al.*, 1994). In the neighboring Sergipe-Alagoas Basin, however, an intense phase of post-rift uplift was responsible for substantial and differential erosion, and for the

formation of an important regional unconformity (Fugita, 1974; Garcia *et al.*, 1998). Analyses of apatite fission tracks and of vitrinite reflectance executed in the Dom João oilfield, located in the southwestern part of the basin (Fig. 1) suggested that up to 2250 m may have been eroded in that area (PETROBRAS unpublished internal report). As Dom João is located close to the western margin of Recôncavo Basin, it has been interpreted by some that this large uplift is a local feature, product of tilting owing to compensation during the evolution of the asymmetrical rift basin. However, apatite fission tracks analyses from a well located within the Todos os Santos Bay, at the south part of the basin and away from the western margin (Fig. 1) suggested an uplift of at least 1700 m in that area (Cupertino, 2000).

We have no knowledge of analyses of apatite fission tracks or vitrinite reflectance in the areas of the studied Buracica and Água Grande fields. However, a set of petrologic evidence suggest that these were affected by conditions of temperature and pressure substantially more severe than those presently encountered in the oilfields, and that may have been affected by an uplift of similar magnitude than what is interpreted from apatite fission tracks in the south part of the basin.

The most obvious petrologic evidence of a deeper burial for the studied reservoirs is their intensity of compaction. Even among the moderately compacted sandstones of the shallow Buracica Field

(average, IGV = 27.3 %), samples with intergranular volume IGV as low as 14.3 % and with concave/convex intergranular contacts can be found. The most impressive evidence, however, comes from the Água Grande Field (average IGV = 27.1%), where sandstones with very tight, sutured intergranular contacts (Fig. 3C), and some stylolites occur. That intensity of chemical compaction through pressure dissolution is clearly incompatible with the present depth range of Água Grande Field (1300 to 1530 m), but could be explained if those sandstones were buried at least 1 km deeper than today, and later significantly uplifted, with corresponding erosion of sedimentary section.

The same Água Grande reservoirs show a relatively abundant (average 1.3 %; up to 9.7 %) cementation by post-compactional quartz overgrowths. Although voluminous post-compactional quartz cementation may be related to extensive circulation of hot fluids, in some cases associated to magmatism (e.g., Glasmann *et al.*, 1989; Girard *et al.*, 1989; Gluyas *et al.*, 1993; Summer & Verosub, 1992; De Ros *et al.*, 2000), it is more commonly related to burial depths larger than 2 to 2.5 km, and to temperatures larger than 100°C (e.g., Land *et al.*, 1987; McBride, 1989; Bjørlykke & Egeberg, 1993; Walderhaug, 1994a,b).

Further evidence for maximum temperatures significantly higher than the presently found in the studied oilfields is indicated by the stable oxygen isotope values of the post-compactional calcite cements of

some samples ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ between -12.48 and -7.5 ‰). Assuming a $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ value of +3 ‰ for precipitating fluids considerably evolved due to water-rock interaction during progressive burial (cf. Land & Fisher, 1987), such isotopic values would correspond to temperatures of 76.5 and 115.6°C. If we assume a relatively steep geothermal gradient of 35°C/km for the enhanced thermal regime of the rift, this still corresponds to depths as large as 2590 m. The evidence provided by the occurrence of dickite is in agreement with the isotopic evidence that at least 1 km of sedimentary section was eroded from central Recôncavo Basin, as well as with the intensity of chemical compaction and of quartz cementation in Água Grande oilfield reservoirs.

Therefore, the occurrence of dickite in the Sergi reservoirs of the shallow Buracica and Água Grande oilfields of Recôncavo Basin, together with the intensity of chemical compaction, of post-compactional quartz cementation, and the precipitation temperature of post-compactional calcite cements, suggest that the sandstones were subjected to temperatures substantially higher than those corresponding to their present burial depths. Such petrologic evidence, as well as apatite fission tracks analyses from other areas in the basin, indicates that an uplift and erosion of at least 1 km and probably more than 1500 m has affected the central part of Recôncavo Basin, and very likely the whole region. Such uplift, undetected by conventional structural and stratigraphic models of the

area, illustrate the importance of petrologic studies, such as the present, which allowed the characterization of the kaolin in the shallow Sergi reservoirs, for the development of more precise, realistic and sensitive basin evolution models for optimized exploration and production of hydrocarbons and other applications.

CONCLUSIONS

Sandstones of the Sergi Formation (Jurassic-Cretaceous) are the most important reservoirs of the Recôncavo Basin. The unit was deposited by an alluvial system of braided channels with recurrent aeolian reworking, under arid/semi-arid conditions and can be subdivided into three third order stratigraphic sequences, limited by regional unconformities.

The porosity, permeability and heterogeneity of Sergi reservoirs are strongly influenced by diagenetic processes, such as the mechanical infiltration of clays and the cementation by calcite, quartz and clay minerals. Their diagenetic history reflects an intense early evolution under dry continental conditions, followed by progressive and differential burial histories for the diverse structural blocks formed during the rifting of the basin.

A detailed study by optical and electronic microscopy, X-ray diffraction and infra-red spectroscopy revealed the occurrence of dickite in the shallow Buracica and Água Grande oilfields, indicating that the present temperatures of the Sergi reservoirs in these areas

are much lower than the maximum temperatures experienced by the sandstones during their burial.

Dickite aggregates are irregularly distributed as spots, as vermicular and booklet aggregates of euhedral crystals that replace feldspar grains and fill pores generated by their dissolution, as well as intergranular pores adjacent to the dissolved feldspars. The occurrence of dickite in Sergi sandstones is concentrated in sandstones with larger intergranular porosity and permeability of the middle, coarser stratigraphic sequence of the unit, what is related to enhanced flow of fluids during burial.

X-ray patterns from Sergi kaolins indicating that dickite is the dominant or only polytype, combined with the IR spectra and the SEM observations of thin kaolinite remnants intercalated to the dickite aggregates indicate that the transformation of precursor kaolinite into dickite was incomplete in the Buracica oilfield, while it was quite pervasive in the Água Grande oilfield.

The vermicular habit of dickite aggregates is a product of pseudomorphic kaolinite transformation during burial, presumably under influence of acidic conditions, such as those promoted by the presence of organic acids generated from the thermal evolution of kerogen in the rift source rocks.

The extent of crustal thinning in central Recôncavo Basin suggests a thermal gradient of 35°C/km for the area during maximum crustal stretching at the peak of rifting. This would correspond to

maximum temperatures around only 45°C to 56°C for Buracica, and 66°C to 80°C for Água Grande reservoirs, considering their present depths, what are much lower than the about 100°C needed for substantial dickite authigenesis.

On the other hand, the absence of intense quartz recrystallization, extensive ankerite cementation, or enhanced alteration close to the major faults limiting the oilfields, processes characteristic of hydrothermal systems, indicate that the studied reservoirs were not affected by the hydrothermal flow of hot fluids.

Although the extent of post-rift uplift is considered limited in conventional structural and stratigraphic studies of Recôncavo Basin, analyses of apatite fission tracks and of vitrinite reflectance in the Dom João Oilfield and in Todos os Santos Bay areas, located in the southern part of the basin, suggested that at least 1700 m, or up to 2250 m may have been eroded in those areas.

The combination of the evidence provided by dickite and apatite with the intensity of compaction (tight, sutured intergranular contacts), relatively abundant cementation by post-compactional quartz overgrowths (average 1.3 %; up to 9.7 %), and stable oxygen isotope values of the post-compactional calcite cements (corresponding to temperatures as high as 116°C and to depths as large as 2590 m, suggest that the sandstones were subjected to temperatures substantially higher than those corresponding to their present burial depths.

The occurrence of dickite and other petrologic evidence for deep burial conditions indicate that an uplift and erosion of at least 1 km and probably more than 1500 m has affected the central part of Recôncavo Basin, and very likely the whole region. These results illustrate the importance of petrologic studies for the development of more precise, realistic and sensitive basin evolution models.

ACKNOWLEDGEMENTS

We want to thank the Geosciences Institute of the Federal University of Rio Grande do Sul for access to analytical facilities, and to acknowledge the support of Brazil National Research Council - CNPq (grants to JDB and LFDR) and National Petroleum Agency - ANP (grant to JMK). PETROBRAS is thanked for access to samples and information, and for supporting, together with the National Fund for Projects – FINEP, a study on the stratigraphic and petrographic of Sergi reservoirs, for which part of the analyses were executed. M. Rosilene F. Menezes is thanked for petrographic quantification.

REFERENCES

- Bailey S.W. (1980) Structures of layer silicates. Pp. 1 – 123 in: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (G.W. Brindley & G. Brown, editors). Monograph **5**, Mineralogical Society, London.
- Beaufort D., Cassagnabere A., Petit S., Lanson B., Berger G., Lacharpagne J.C. & Johansen H. (1998) Kaolinite to dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Minerals*, **33**, 297-316.
- Bjørkum P.A. & Gjelsvik N. (1988) An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar, and illite in sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 506 - 511.
- Bjørlykke K. & Egeberg P.K. (1993) Quartz cementation in sedimentary basins. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **77**, 1538-1548.
- Brindley G.W., Kao C.C., Harison J. L., Lipsicas M. & Raythatha R. (1986) Relation between structural disorder and other characteristics of kaolinites and dickites. *Clays and Clay Minerals*, **34**, 239-249.
- Bruhn C.H.L. & De Ros L.F. (1987) Formação Sergi: evolução de conceitos e tendências na geologia de reservatórios: *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **1**, 25-40.
- Burley S.D. (1993) Models of burial diagenesis for deep exploration plays in Jurassic fault traps of the Central and Northern North Sea.

- Pp. 1353 -1375 in: *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference* (J.R. Parker, editor). The Geological Society, London.
- Burley S.T. & MacQuaker J.H.S. (1992) Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin-center North Sea Jurassic sandstones and mudstones. Pp 81 – 110 in: *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones* (D.W. Houseknecht & E.D. Pittman, editors). SEPM Special Publication, Tulsa, OK. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Caixeta J.M., Bueno G.V., Magnavita L.P. & Feijó F.J. (1994) Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **8**, 163-172.
- Cassagnabère A. (1998) *Caractérisation et interprétation de la transition kaolinite-dickite dans les réservoirs à hydrocarbures de Froy et Rind (Mer du Nord), Norvège*. PhD thesis, Univ. Poitiers, France.
- Cassan J.P. & Lucas J. (1966) La diagenèse des grès argileux d'Hassi-Messaoud (Sahara) : Silicification et dickitisation. *Bulletin Service Carte Géologie Alsace Lorraine*, **19**, 241 – 253.
- Cupertino J.A. (2000) *Evolução Tectono-climática na Fase Rifte das Bacias de Camamu, Parte Norte, e Sul do Recôncavo, com Ênfase na Utilização de Isótopos Estáveis e Traços de Fissão*. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio

Grande do Sul. Porto Alegre, v.1, 249 p.

De Ros L. F. (1987) Petrologia e Características de Reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. *Ciência - Técnica - Petróleo*, Seção: Exploração de Petróleo, v.19, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, PETROBRAS/CENPES, 107 p.

De Ros L. F. (1988) Diagenese de arenitos: progressos e dúvidas. Congresso Brasileiro de Geologia, **35**, Anais. Belém, SBG, v. 2, p. 917-930.

De Ros L.F., Morad S. & Paim P.S.G. (1994) The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **92**, 197-228.

De Ros L.F., Morad S., Broman C., Césero P. & Gomez-Gras D. (2000) Influence of uplift and magmatism on distribution of quartz and illite cementation: evidence from Siluro-Devonian sandstones of the Paraná Basin, Brazil. Pp. 231 – 252 In: *Quartz Cementation in Sandstones* (R. Worden & S. Morad, editors). IAS Special Publication 29, Oxford, International Association of Sedimentologists, Blackwell Science.

Dutta P.K. & Suttner L.J. (1986) Alluvial sandstone composition and paleoclimate, II. Authigenic mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 346-358.

Ehrenberg S.N., Aagaard P., Wilson M.J., Fraser A.R. & Duthie

- D.M.L. (1993) Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian Continental shelf. *Clay Minerals*, **28**, 325-352.
- Eldholm O. (1991) Magmatic-tectonic evolution of a volcanic rifted margin. *Marine Geology*, **102**, 43-61.
- Ferrero J. & Kübler B. (1964) Présence de dickita dans les grés cambriens d'Hassi-Messaoud. *Bulletin Service Carte Géologie Alsace Lorraine*, **17**, 247 – 261.
- Figueiredo A.M.F., Braga J.A.E., Zabalaga J.C., Oliveira J.J., Aguiar G.A., Silva O.B., Mato L.F., Daniel L.M.F., Magnavita L.P. & Bruhn C.H.L. (1994) Recôncavo Basin, Brazil: a Prolific Intracontinental Rift Basin. Pp. 157 – 203 in: Interior Rift Basins (S. M. Landon, editor) Tulsa, OK. American Association of Petroleum Geologists, (AAPG Memoir, 59).
- Fugita A.M. (1974) A geomorfologia da superfície de discordância pré-Aptiana na Bacia de Sergipe e sua relação com os campos de óleo. 28º Congresso Brasileiro de Geologia, *Sociedade Brasileira de Geologia*. Porto Alegre, Anais, **1**, 121-135.
- Garcia A.J.V., Morad S., De Ros L.F. & Al-Aasm I.S. (1998) Paleogeographical, paleoclimatic and burial history controls on the diagenetic evolution of Lower Cretaceous Serraria sandstones in Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. Pp. 107 – 140 in: *Carbonate Cementation in Sandstones* (S. Morad, editor) IAS Special

Publication, v. 26. Oxford, UK, International Association of Sedimentologists - Blackwell Scientific Publications.

Gianelli G. & Teklemarian M. (1993) Water-rock interaction processes in the Aluto-Langano geothermal field (Ethiopia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **56**, 429-445.

Girard J.P., Deynoux M. & Nahon D. (1989) Diagenesis of the Upper Proterozoic siliciclastic sediments of the Taoudeni Basin (West Africa) and relation to diabase emplacement. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 233-248.

Glasmann J.R., Clark R.A., Larter S., Briedis N.A. & Lundegard P.D. (1989) Diagenesis and hydrocarbon accumulation, Brent Sandstones (Jurassic), Bergen High, North Sea. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**, 1341-1360.

Glennie K.W. (1995) Permian and Triassic rifting in northwest Europe. Pp. 1 - 5 in: Permian and Triassic Rifting in Northwest Europe (S.A.R. Bold, editor). *Geological Society Special Publication*, **91**, London.

Gluyas J.G., Grant S.M. & Robinson A.G. (1993) Geochemical evidence for a temporal control on sandstone cementation. Pp. 23 – 33 in: *Diagenesis and Basin Development*, (A. Horbury & A. Robinson, editors). AAPG Studies in Geology, **36**, Tulsa, OK.

Guggenheim S., Alietti A., Drits V.A., Formoso M.L.L., Galán E., Koster H.M., Paquet H., Watanabe T., Bain D.C. & Hudnall W.H. (1997) Report of the Association internationale pour l'étude des

- argiles (AIPEA) – Nomenclature Committee for 1996. *Clays and Clays Minerals*, **45**, 298 – 300.
- Inoue A., Velde B., Meunier A. & Touchard G. (1988). Mechanism of illite formation during smectite-to-illite conversion of hydrothermal origin. *American Mineralogist*, **73**, 1325-1334.
- Kessler II L.G. (1978) Diagenetic sequence in ancient sandstones deposited under desert climatic conditions. *Journal of Geological Society*, **135**, 41-49.
- Kisch H.J. (1983) Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. Pp. 289 – 494 in: *Diagenesis in Sediments and Sedimentary rocks 2* (G. Larsen & G.V. Chilingar, editors). Developments in Sedimentology **25B**, Elsevier, Amsterdam.
- Land L.S. & Fisher R.S. (1987) Wilcox sandstone diagenesis, Texas Gulf Coast: a regional isotopic comparison with the Frio Formation. Pp. 219 – 235 in: *Diagenesis of Sedimentary Sequences* (J. D. Marshall, editor). Geological Society Special Publication, 36, London.
- Landon S.M. (1994) Interior Rift Basins. P. 276 in: AAPG Memoir 59 (A.B. Coury, editor) Tulsa, Oklahoma. The American Association of Petroleum Geologists.
- Lanson B., Beaufort D., Berger G., Baradat J. & Lacharpagne J.C. (1996). Illitization of diagenetic kaolinite to dickite conversion series: late-stage diagenesis of the lower Permian Rotliegend

- sandstone reservoir, offshore of the Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, **66**,501-518.
- Lanson B., Beaufort D., Berger G., Bauer A. , Cassagnabere A. & Meunier A. (2002) Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. *Clay Minerals*, **37**, 1-22.
- Lanzarini W. L. & Terra G.J.S. (1989) Fácies sedimentares, evolução da porosidade e qualidade de reservatório da Formação Sergi, campo de Fazenda Boa Esperança, Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **3**, 365-375.
- Lima R.D. & De Ros L.F. (2003) The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Late Devonian sandstones from the Solimões Basin, Brazilian Amazonia. *Marine and Petroleum Geology*, **19**, 1047-1071.
- McAulay G.E., Burley S.D. & Johnes L.H. (1993) Silicate mineral authigenesis in the Hutton and NW Hutton fields: implications for sub-surface porosity development. Pp. 1377 – 1394 in: *Petroleum Geology of Northwest Europe* (J.R. Parker, editor). The Geological Society, London.
- McAulay G.E., Burley S.D., Fallick A.E. & Kuszniir N.J. (1994) Palaeohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs: constraints from oxygen isotope studies of authigenic kaolin and reverse flexural modelling. *Clay Minerals*, **29**, 609-626.
- McBride E.F. (1989) Quartz cement in sandstones: a review. *Earth*

- Science Reviews*, **26**, 69-112.
- McBride E.F., Land L. S. & Mack L.E. (1987) Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **71**, 1019-1034.
- McDowell S.D. & Paces J.B. (1985) Carbonate alteration minerals in the Salton Sea geothermal system, California, USA. *Mineralogical Magazine*, **49**, 469-479.
- Milani E.J. & Davidson I. (1988) Basement control and transfer tectonics in Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil: *Tectonophysics*, **154**, 40-70.
- Milani E.J. (1987) Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e do Tucano Sul, Bahia, Brasil. *Ciência-Técnica-Petróleo*. Seção: Exploração de Petróleo. PETROBRAS / CENPES, Rio de Janeiro, **19**, 61p.
- Milani E.J., Lana M.C. & Szatmari P. (1987) Mesozoic rift basins around the NE Brazilian Microplate. Pp. 1 -26 in: *Triassic-Jurassic rifting and the opening of the Atlantic Ocean* (W. Manspeizer, editor) Amsterdam, the Netherlands, Elsevier.
- Morad S., Ketzer J.M. & De Ros L.F. (2000) Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, **47**(Millenium Reviews), 95-120.

- Moraes M.A.S. & De Ros L.F. (1990) Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 809-819.
- Moraes M.A.S. & De Ros L.F. (1992) Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, northeastern Brazil. Pp. 197 - 208 in: *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones* (D. W. Houseknecht & E. W. Pittman, editors) SEPM Special Publication, **47**, Tulsa, Ok, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Netto A.S.T. & Oliveira J.J. (1985) O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**, 97-102.
- Netto A.S.T., Barroso A.S., Bruhn C.H.L., Caixeta J.M. & Moraes M. A.S. (1982). Projeto Andar Dom João. Salvador, PETROBRÁS/DEPEX/DEXBA, 193p. (internal report).
- Osborne M., Haszeldine M.R. & Fallick A.E. (1994) Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluid, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, **29**, 591-608.
- Parnell J. (2004) Kaolin polytype evidence for a hot-fluid pulse along Caledonian thrusts during rifting of the European Margin. *Mineralogical Magazine*, **68**, 419-432.
- Penteado H.L.B. (1999) *Modelação Composicional 2D da Gênese*,

Expulsão e Migração do Petróleo no Compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Brasil. Paris, Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie – Paris IV.

Pitman J.K., Henry M. & Seyler B. (1998) Reservoir quality and diagenetic evolution of Upper Mississippian rocks in the Illinois Basin: influence of a regional hydrothermal fluid flow event during late diagenesis. *Geological Survey Professional Paper*, **1597**, 24 pp. Washington.

Polster W. & Barnes H.L. (1994) Comparative hydrodynamic and thermal characteristics of sedimentary basins and geothermal systems in sediment-filled rift valleys. Pp. 437 - 457 in: *Basin Compartments and Seals* (P.J. Ortoleva, editor) AAPG Memoir **61**, Tulsa, Oklahoma, The American Association of Petroleum Geologists.

Prost R., Damene A., Huard E., Driard J. & Leydecker JP. (1989) Infrared study of structural OH in kaolinite, dickite, nacrite and poorly crystalline kaolinite at 5 to 600K. *Clays and Clay Minerals*, **37**, 464-468.

Rohrman M., Van Der Beek P. & Andriessen P. (1994) Syn-rift thermal structure and post-rift evolution of the Oslo Rift (southeast Norway): new constraints from fission track thermochronology: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **127**, 39-54.

Rossel N.C. (1982) Clay mineral diagenesis in Rotliegend aeolian sandstones of the southern North Sea. *Clay Minerals*, **17**, 69-77.

- Ruiz Cruz M.D. & Reyes E. (1998) Kaolinite and dickite formation during shale diagenesis: isotopic data. *Applied Geochemistry*, **13**, 95 – 104.
- Russell J. D. (1987) Infrared methods. Pp. 133-173 in: *A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy* (M.J. Wilson, editor). Blackie, Glasgow.
- Santos C.F., Cupertino J.A. & Braga J.A.E. (1990) Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Pp. 269 – 289 in: *Origem e evolução de bacias sedimentares* (G.P. Raja Gabaglia & E.J. Milani, editors). Rio de Janeiro.
- Schiffman P., Bird D.K. & Elders W.A. (1985) Hydrothermal mineralogy of calcareous sandstones from the Colorado River delta in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico. *Mineralogical Magazine*, **49**, 435-449.
- Searl A. (1994) Diagenetic destruction of reservoir potential in shallow marine sandstones of the Broadford Beds (Lower Jurassic), north-west Scotland: depositional versus burial and thermal history controls on porosity destruction. *Marine and Petroleum Geology*, **11**, 131-147.
- Simeone R., Dilles J.H., Padalino G. & Palomiba M. (2005) Mineralogical and stable isotope studies of kaolin deposits; shallow epithermal systems of western Sardinia, Italy. *Economic Geology*, **100**, 115-130.
- Summer N.S. & Verosub K.L. (1992) Diagenesis and organic

- maturation of sedimentary rocks under volcanic strata, Oregon. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **76**, 1190-1199.
- Surdam R.C., Crossey L.J., Hagen E.S. & Heasler H.P. (1989) Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**, 1-23.
- Szatmari P., Milani E.J., Lana M.C., Conceição J.C.L. & Lobo A.P. (1985) How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil & Gas Journal*, **83**, 107-113.
- Thomas M. (1986) Diagenetic sequence and K/Ar dating in Jurassic sandstones, Central Viking Graben: Effects of reservoir properties. *Clay Minerals*, **21**, 695-710.
- Tilley B.J. & Longstaffe F.J. (1989) Diagenesis and isotopic evolution of porewaters in the Alberta Deep Basin: The Falher Member and Cadomin Formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 2529-2546.
- Truesdell A.H., Thompson J.M., Coplen T.B., Nehring N.L. & Janik C.J. (1981) The origin of the Cierro Prieto geothermal brine. *Geothermics*, **10**, 225-238.
- Tucker M.E. (1995) Techniques in Sedimentology. *Blackwell Science*, 394p, London.
- Walderhaug O. (1994a) Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian Continental Shelf - evidence from fluid inclusions. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**, 311-323.

- Walderhaug O. (1994b) Precipitation rates for quartz cement in sandstones determined by fluid-inclusion microthermometry and temperature-history modelling. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**, 324-333.
- Walker T.R. (1976) Diagenetic origin of continental red beds. Pp. 240 – 282 in: *The Continental Permian in Central, West, and South Europe* (H. Falke, editor) Dordrecht, D. Reidel Pub.
- Walker T.R., Waugh B., & Crone A.J. (1978) Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico.: *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 19-32.
- Waugh B. (1978) Diagenesis in continental red beds as revealed by scanning electron microscopy: a review. Pp. 329 – 346 in: *Scanning electron microscopy in the study of sediments* (W.B. Whalley, editor) Norwich, England, Geoabstracts.
- Whitney G. (1990) Role of water in the smectite-to-illite reaction. *Clays and Clay Minerals*, **38**, 343 – 350.
- Wood J.R. & Boles J.R. (1991) Evidence for episodic cementation and diagenetic recording of seismic pumping events, North Coles Levee, California, U.S.A. *Applied Geochemistry*, **6**, 509-521.
- Zimmerle W. & Rösch H. (1991) Petrogenetic significance of dickita in European sedimentary rocks. *Zentralblatt für Geologie und Palaontologie*, **I**, 1175 – 1196.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 – Location of the Recôncavo Basin, and of the studied oilfields.

Figure 2 – Generalized paragenetic sequence of diagenetic processes and phases affecting Sergi sandstones.

Figure 3 - Petrographic features of Sergi sandstones in the studied oilfields, as seen in polarized light microscopy. **A** – Irregular coatings of mechanically infiltrated clays discontinuously covering the grains; crossed polarizers (XP). **B** – Intraclastic, conglomeratic lag cemented by pre-compactional calcite mosaic; XP. **C** – Strong chemical compaction through pressure dissolution, resulting in of concave-convex and sutured intergranular contacts; XP. **D** – Cementation by quartz overgrowths, in places engulfing intergranular kaolin; XP. **E** – Post-compactional calcite cement replacing detrital grains and engulfing infiltrated coatings; XP. **F** – Partial dissolution of feldspar grain generating secondary intergranular porosity and authigenic kaolin; uncrossed polarizers (//P).

Figure 4 – Features of diagenetic kaolin in Sergi sandstones in polarized light and secondary electron microscopy. **A** – Heterogeneous distribution of authigenic kaolin as “spots” in reservoir sandstone; uncrossed polarizers (//P). **B** – Scanning electron

microscopy (SEM) image of vermicular and booklet kaolin aggregates constituted of piled euhedral platelets. **C** – Authigenic kaolin surrounding and partially replacing remnants of a dissolved feldspar grain (f); crossed polarizers (XP). **D** - Dissolved remnant of feldspar grain, partially replaced by vermicular kaolin aggregates; XP. **E** – Vermicular and booklet kaolin aggregates filling a pore after discontinuous infiltrated clay coatings (white arrow), and being engulfed by quartz overgrowths (black arrows); XP. **F** – SEM) image of vermicular kaolin aggregate covering and locally engulfed by quartz overgrowths (arrow).

Figure 5 – Features of diagenetic kaolin in Sergi sandstones in secondary electron microscopy (SEM). **A** – SEM image of vermicular dickite aggregates. **B** – SEM detail of vermicular aggregates made of euhedral pseudo-hexagonal platelets. **C** – SEM detail of vermicular aggregates made thick dickite crystals and thin remnants of precursor kaolinite lamellae (arrows). **D** – SEM image of blocky dickite crystals formed in between thin kaolinite platelets. Local illitization of the kaolinite (arrows). **E** – SEM image of blocky and lamellar dickite crystals with monoclinic symmetry. **F** – SEM detail of aggregates of bladed, monoclinic dickite crystals.

Figure 6 – **A** - Typical X-ray diffraction (XRD) pattern of a oriented kaolin-rich sample from the Buracica oilfield, as a function of different treatment (air-dried, glycerol-solvated and heated to 490°C). **B** -

Variation in intensity of 001 kaolin diffraction line as a function of size fraction. **C** - Variation in intensity of 001 kaolin diffraction line as a function of heating.

Figure 7 - Diagnostic XRD lines for kaolin-group minerals in 2-10 μm size fraction samples from the Buracica and Água Grande oilfields. Reference d values and relative intensities are from Bailey (1980). The identifiable peaks of kaolinite (K) or dickite (D) are indicated. Qtz = quartz.

Figure 8 - Infrared spectra of kaolin samples from the Buracica and Água Grande oilfields. The interval from 3800 to 3500 cm^{-1} is related to the hydroxyl-stretching band region. At the bottom is shown the reference IR spectra of dickite and kaolinite.

Tables

Table 1 - Position and Miller index for kaolinite and dickite characteristic XRD lines (Bailey 1980).

Kaolinite Position (Å)		Dickite		Remarks
hkl	Position (Å)	hkl	Position (Å)	
4.46	020	4.439	11-1	Peak shift indicates the presence of kaolin polytypes
4.18	11-1	-	-	Structural disorder in kaolinite
4.13	1-1-1	4.119	11-2	Peak shift indicates the presence of kaolin polytypes
-	-	3.428	112	Additional dickite line

Figures

Figure 1

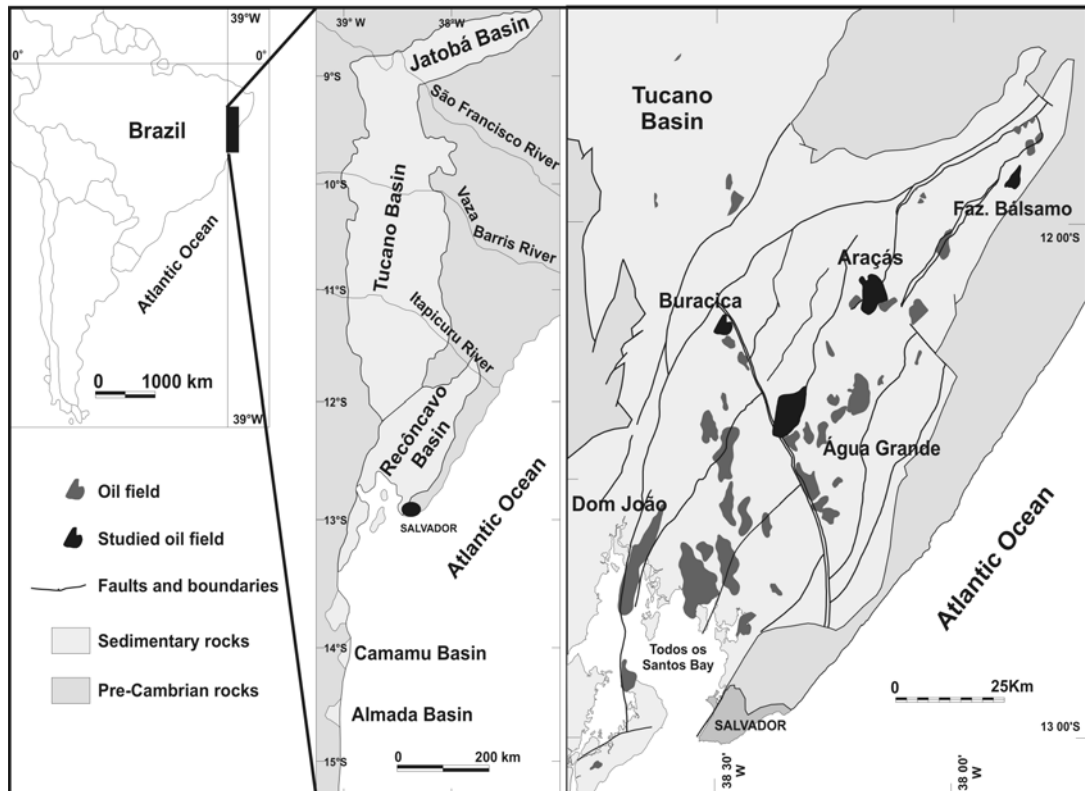


Figure 2

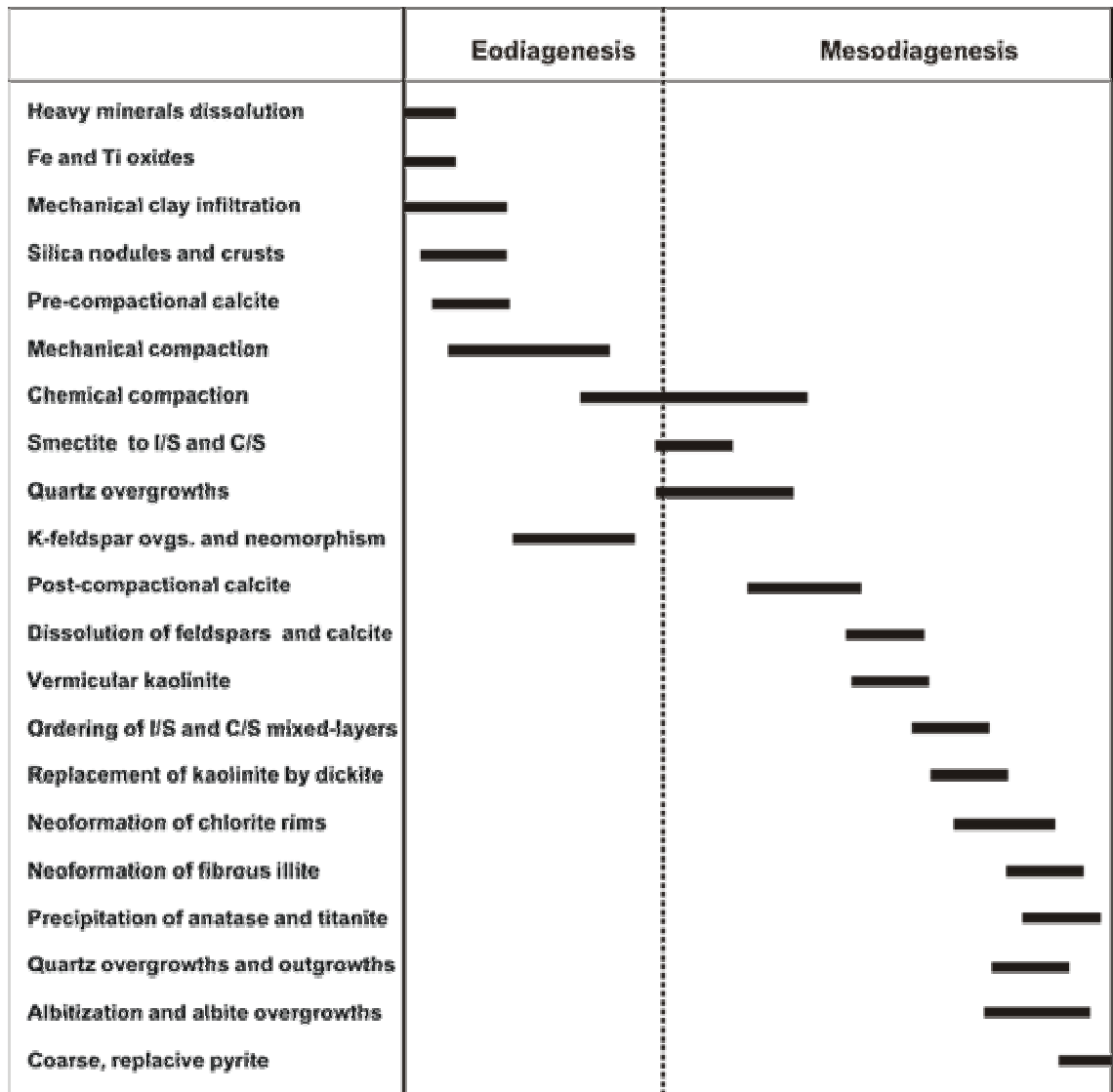


Figure 3

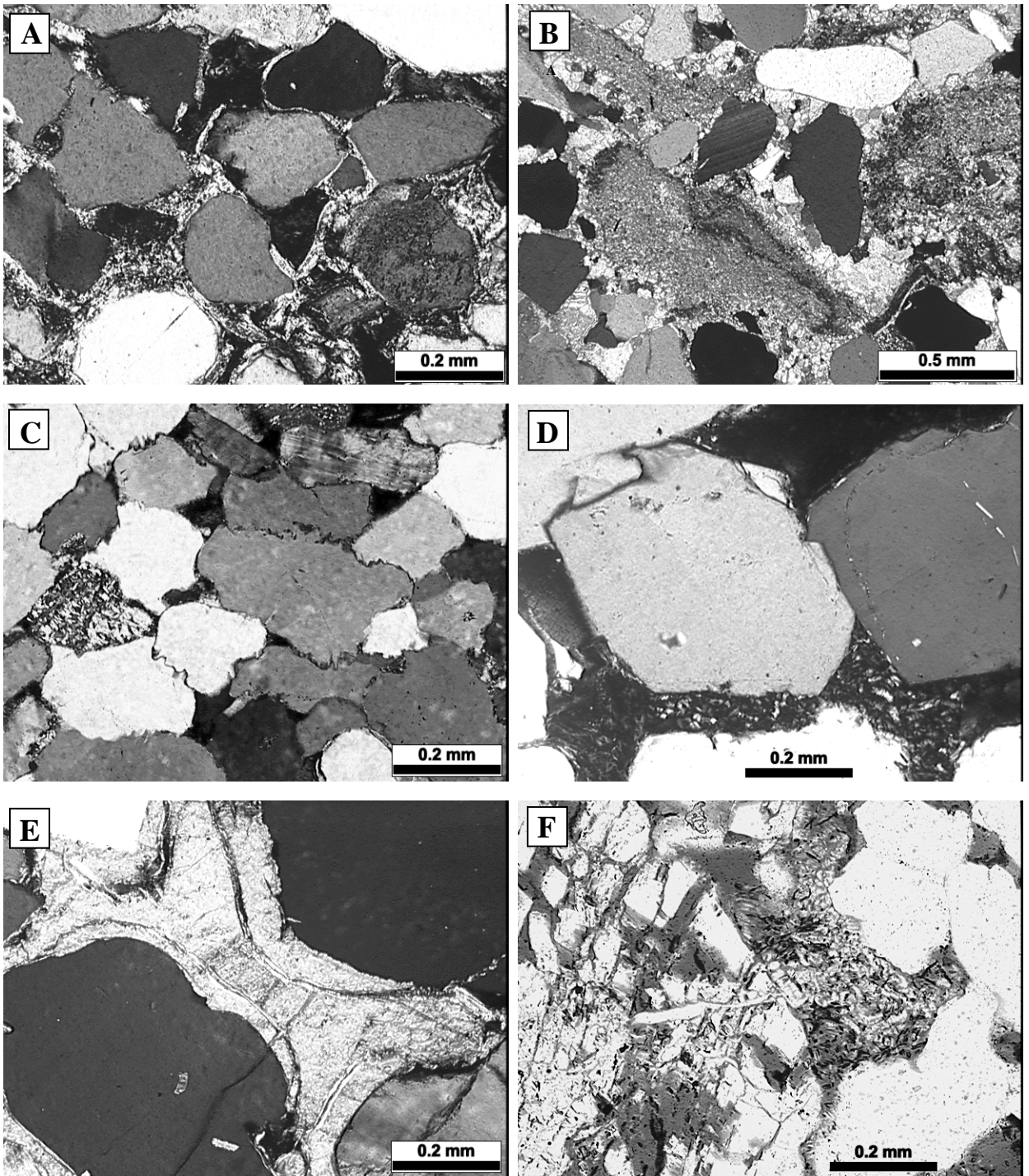


Figure 4

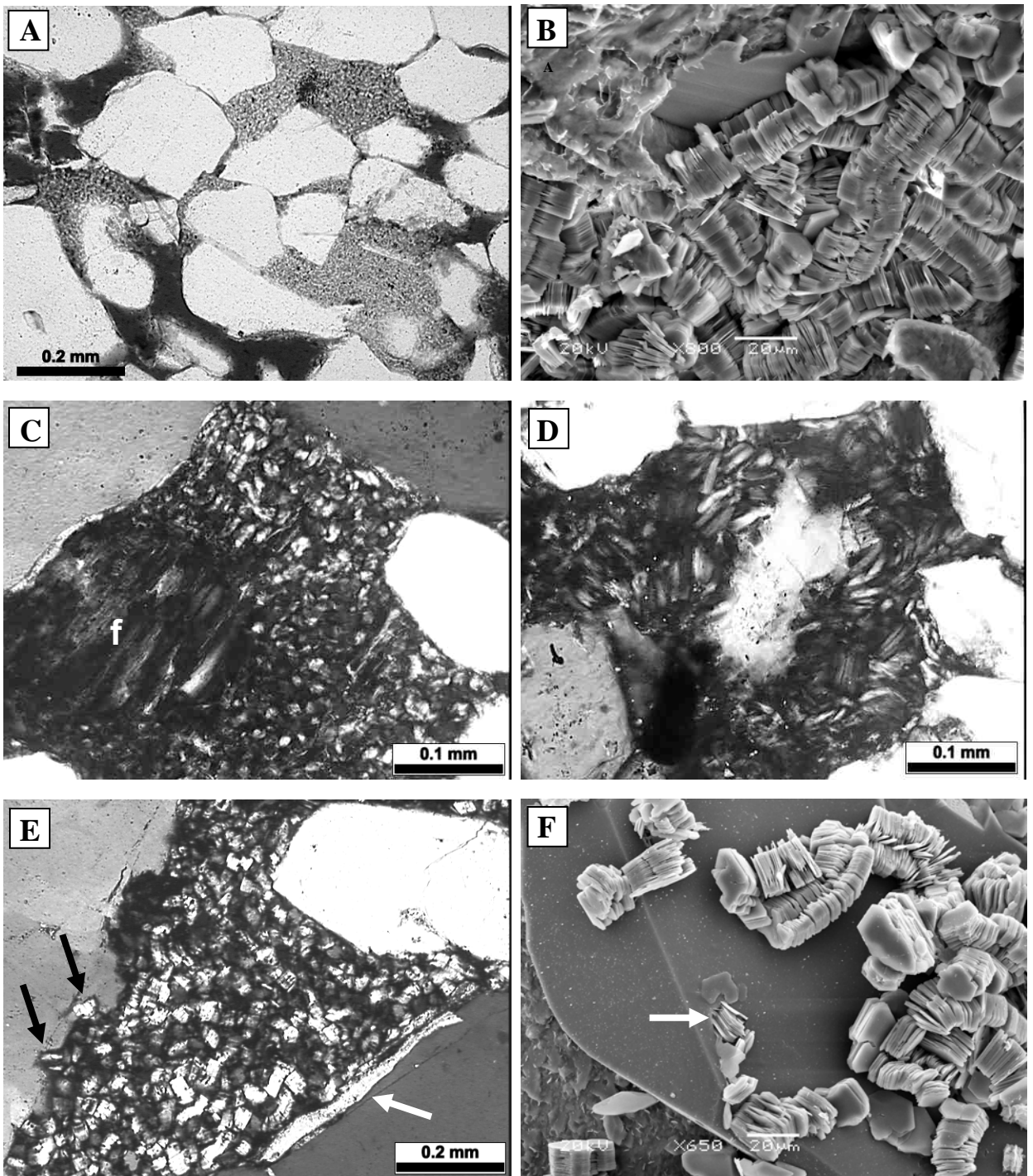


Figure 5

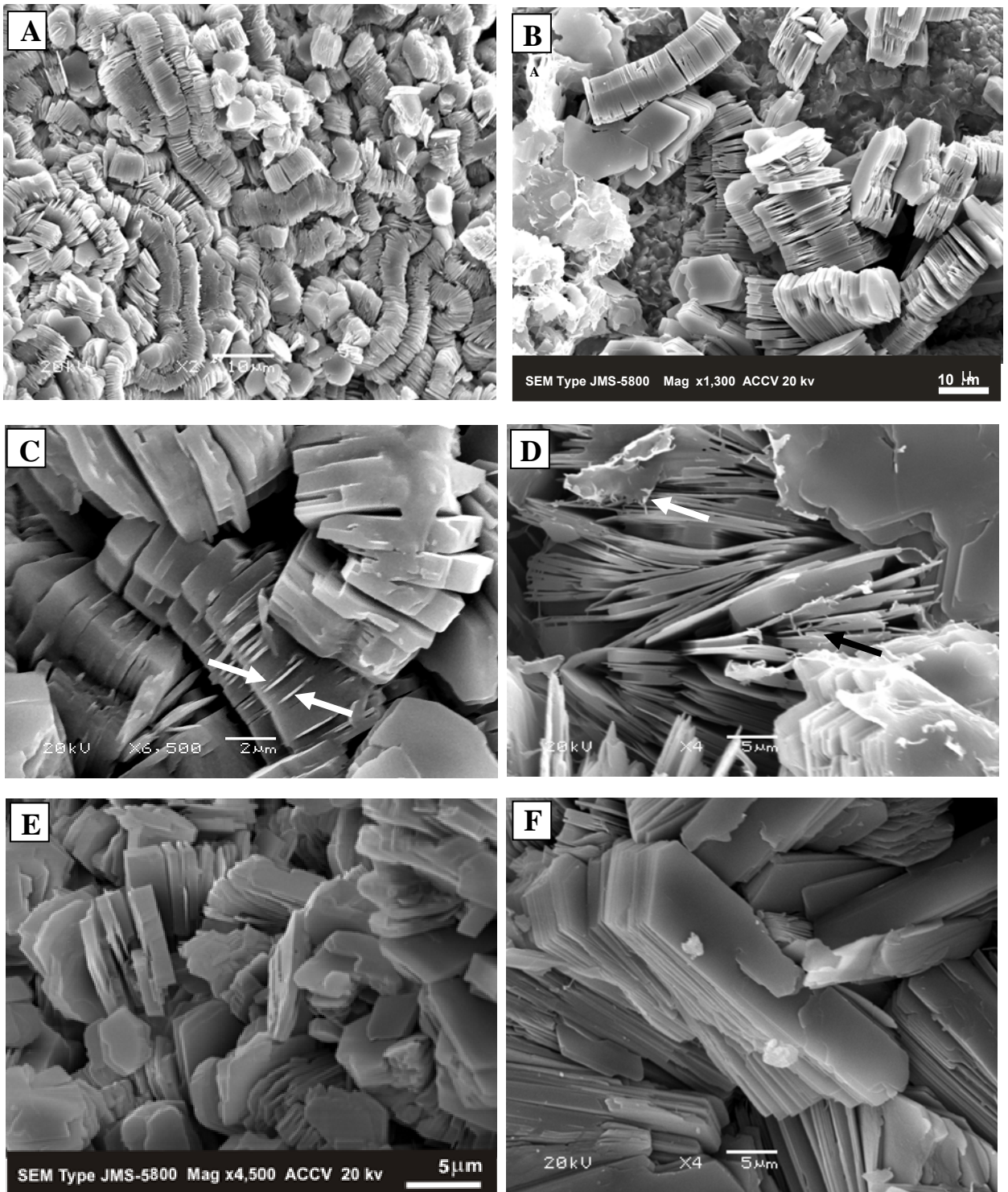


Figure 6

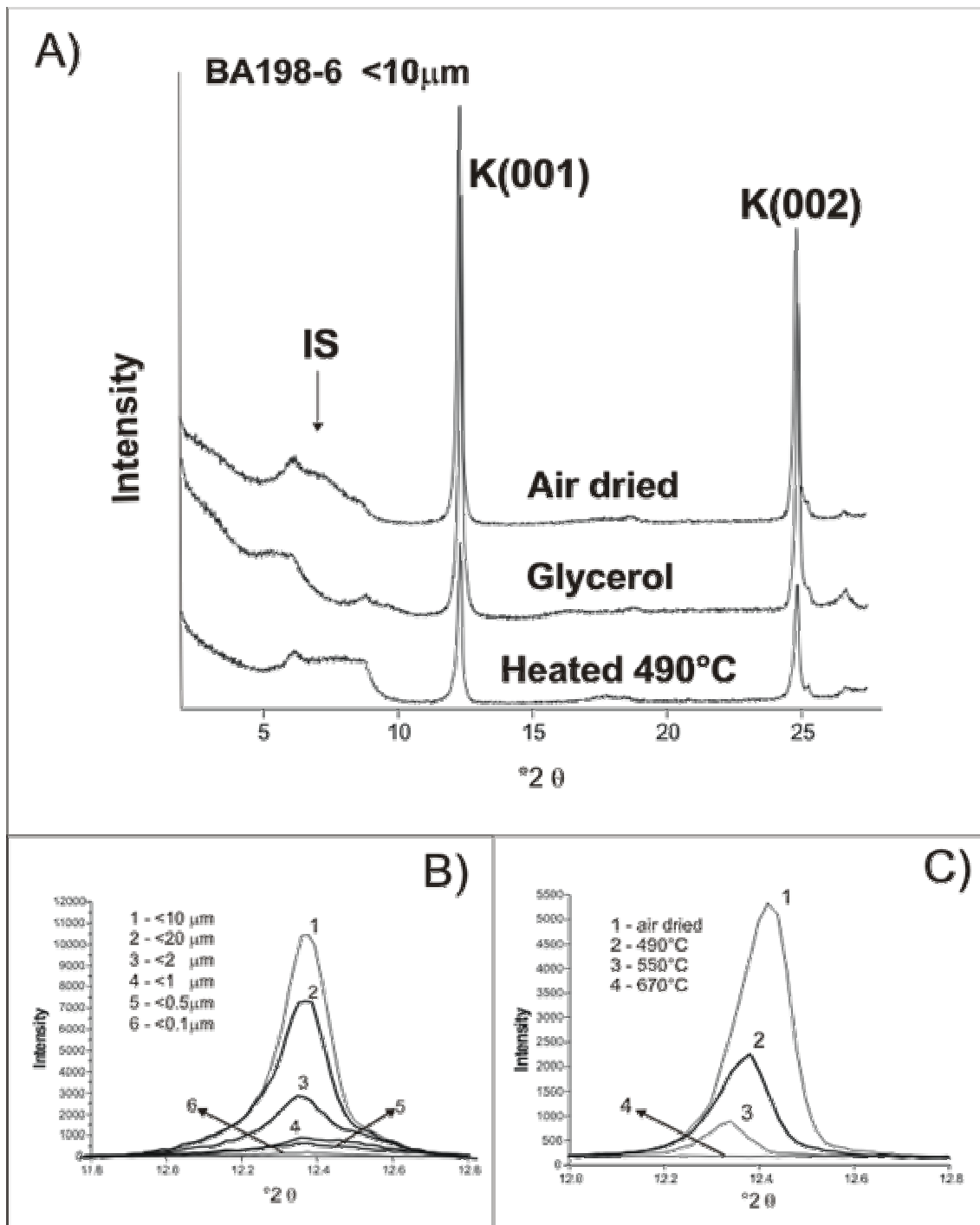


Figure 7

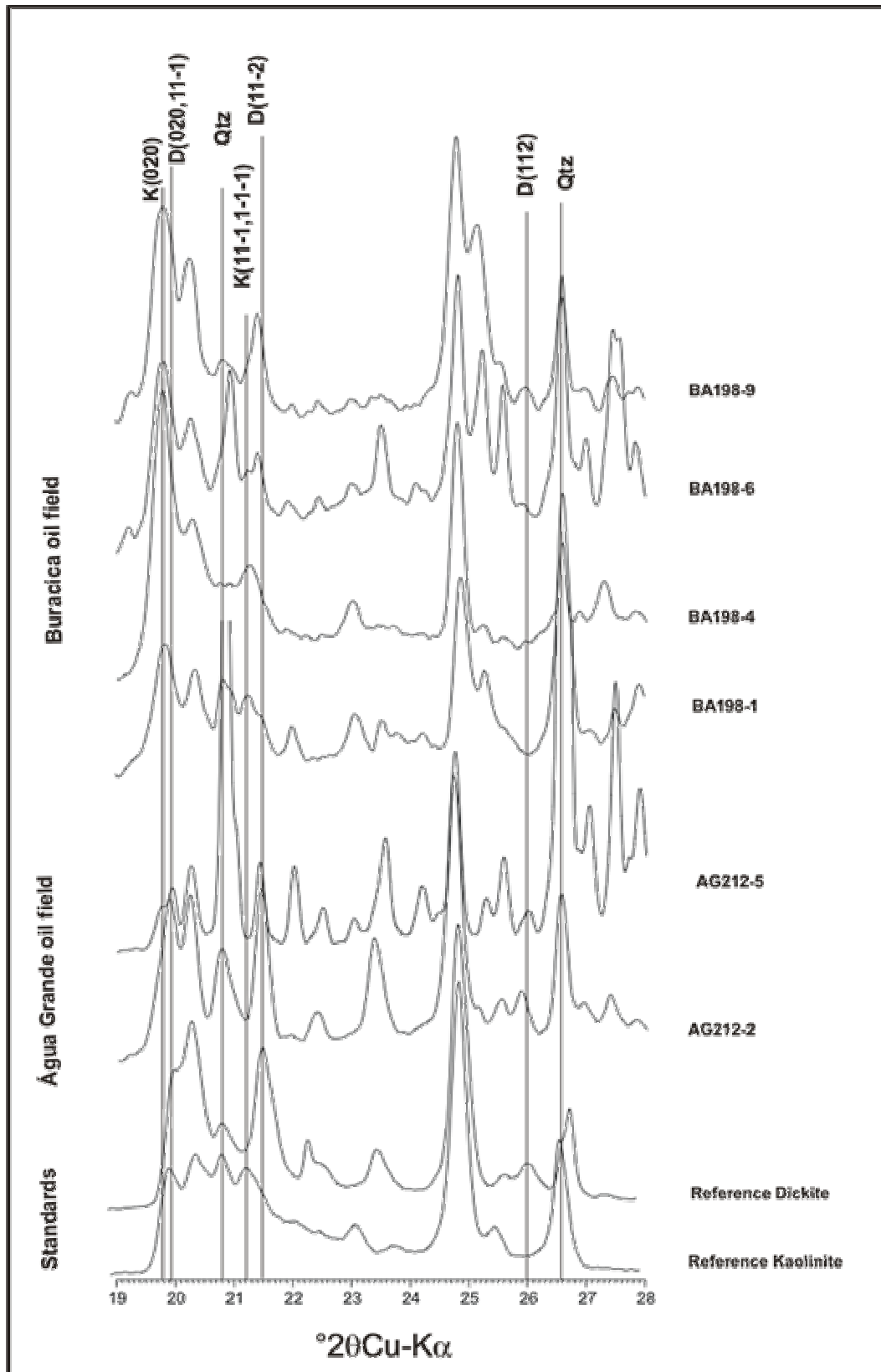
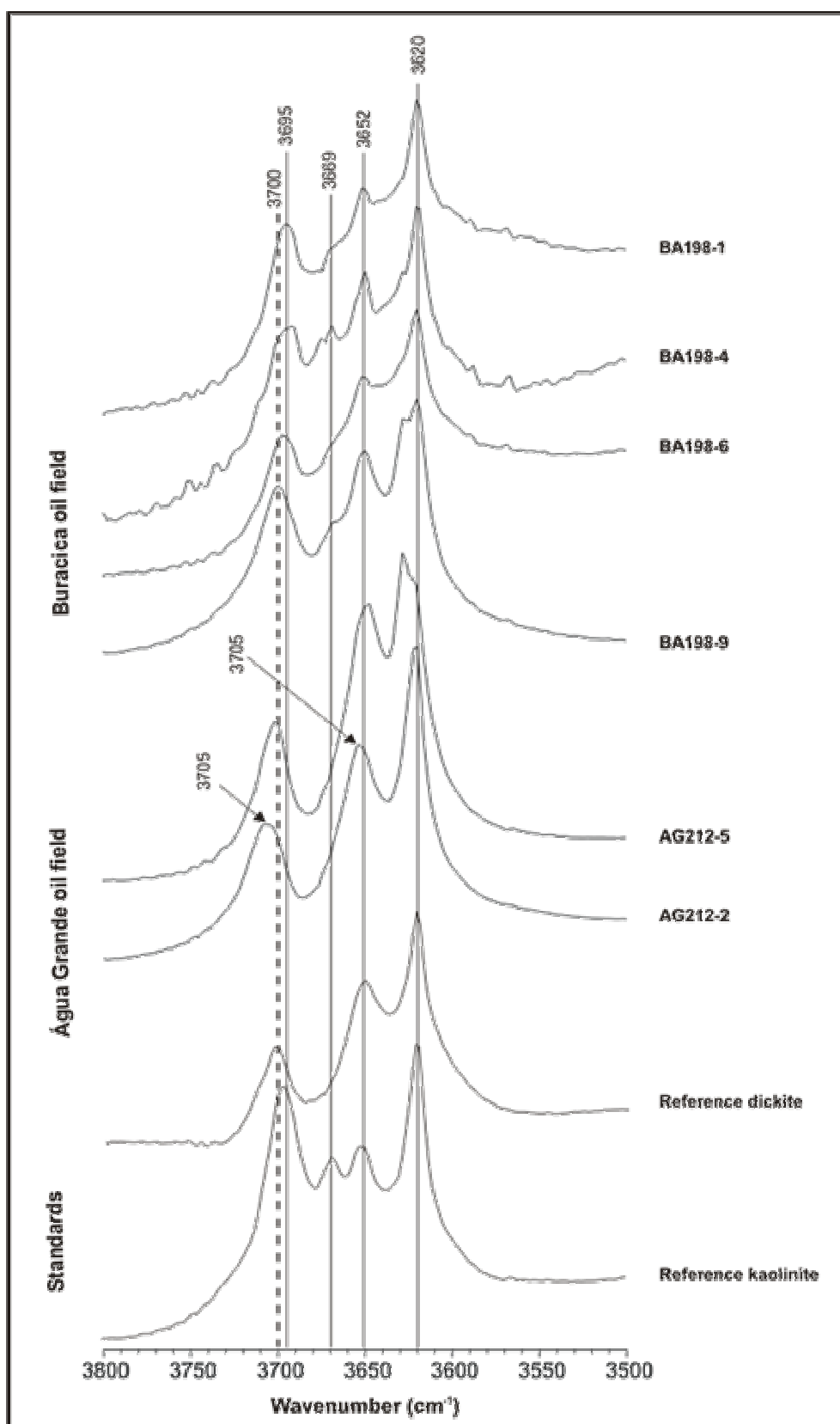


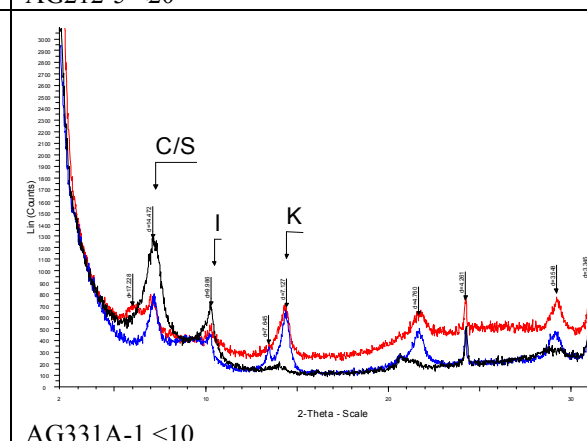
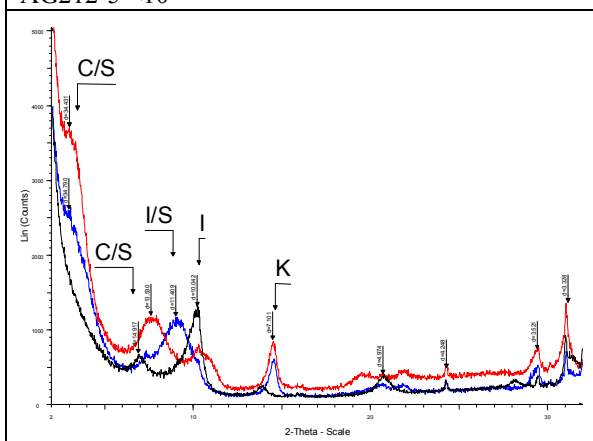
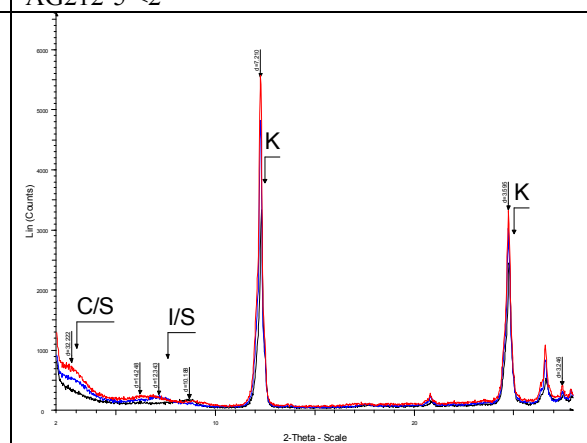
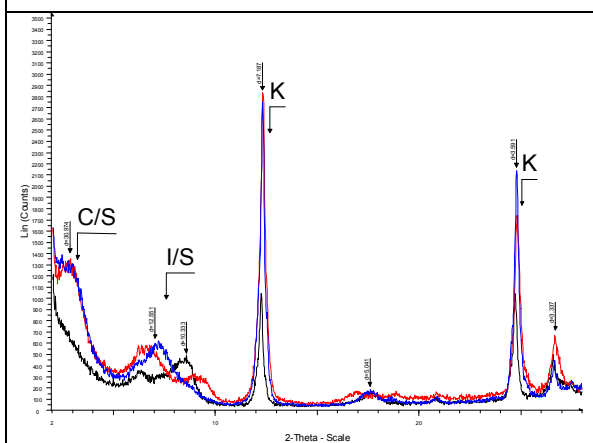
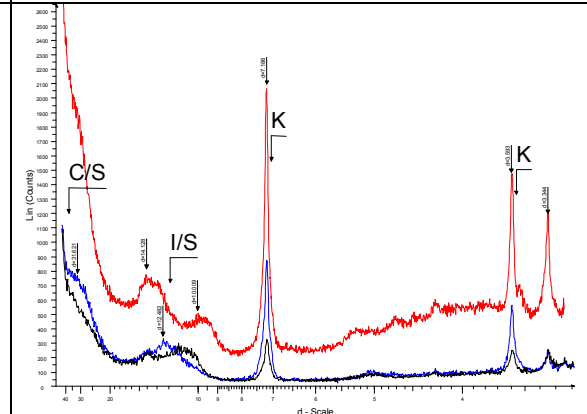
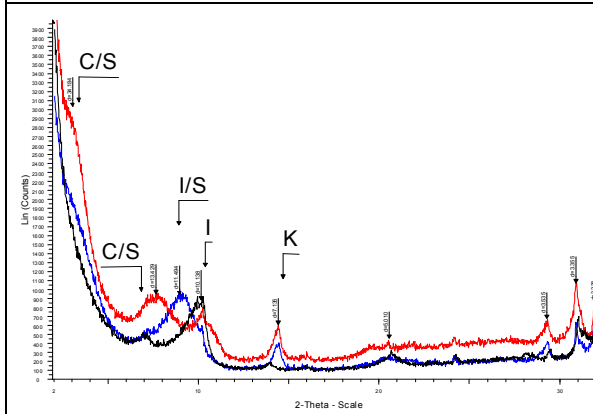
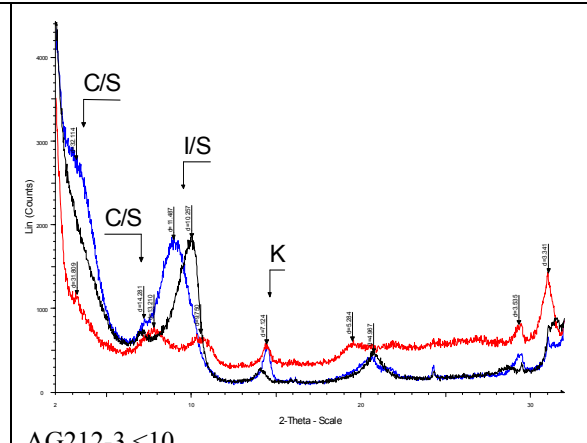
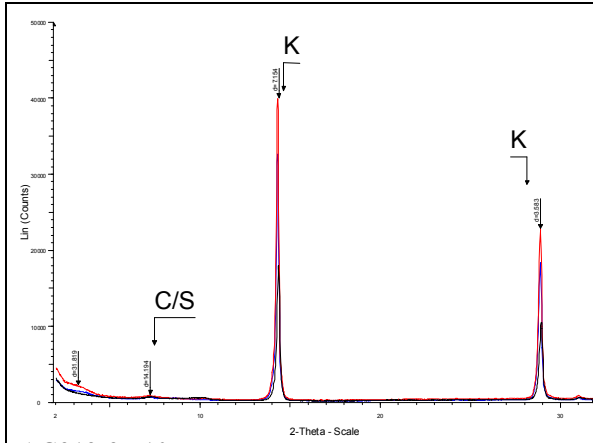
Figure 8

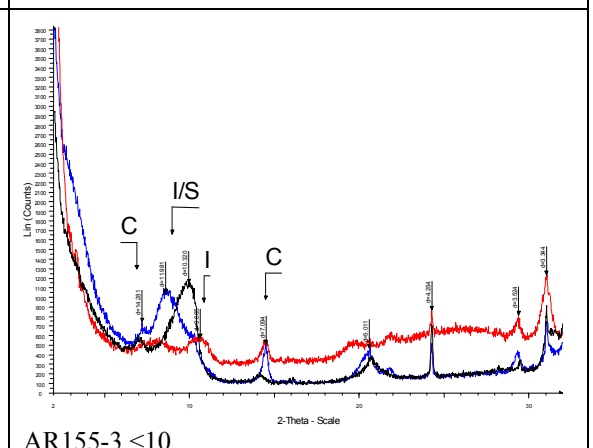
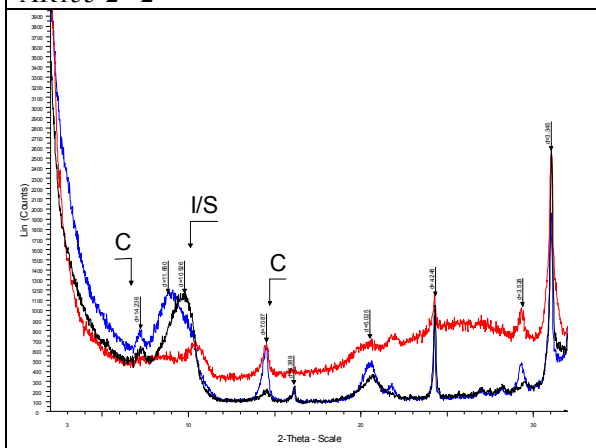
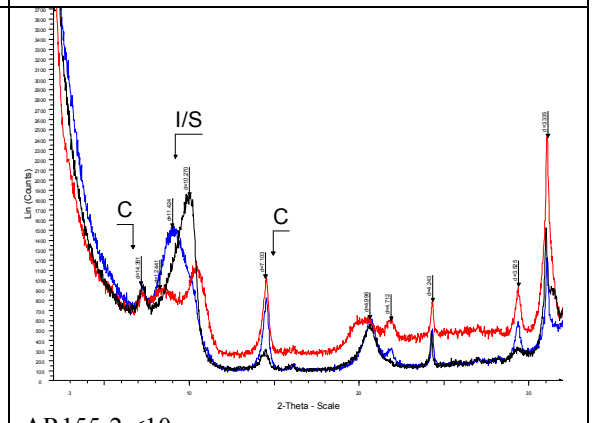
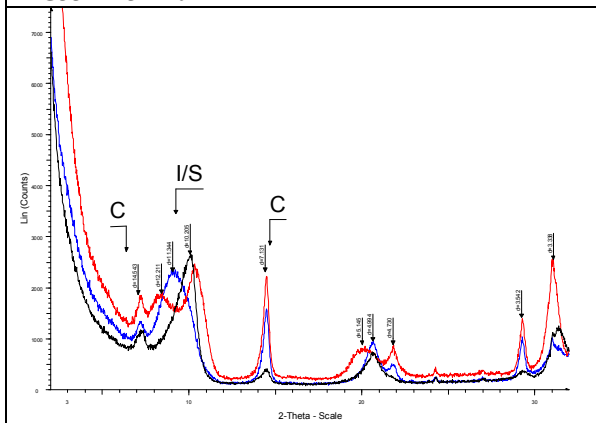
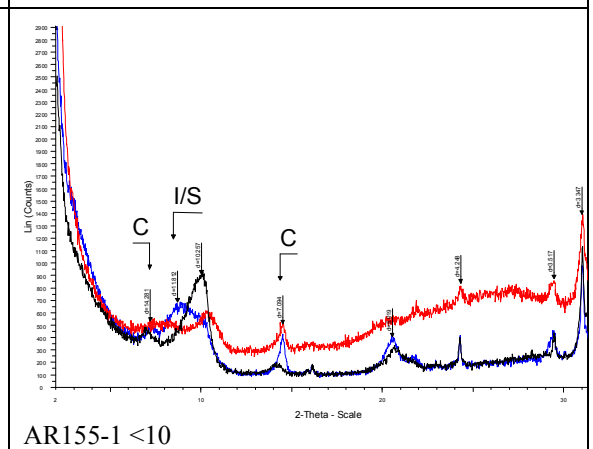
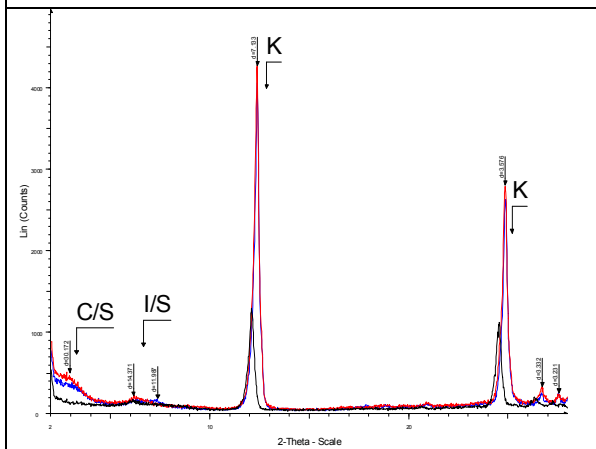
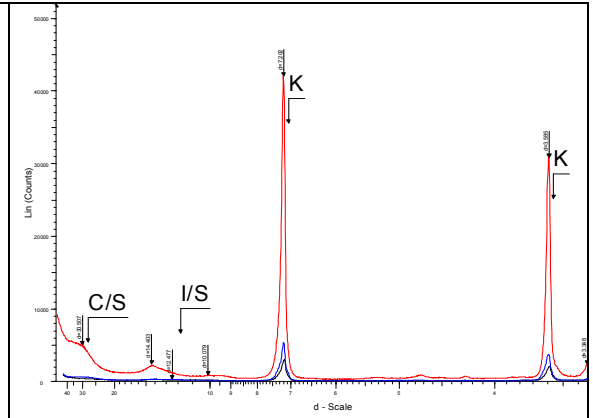
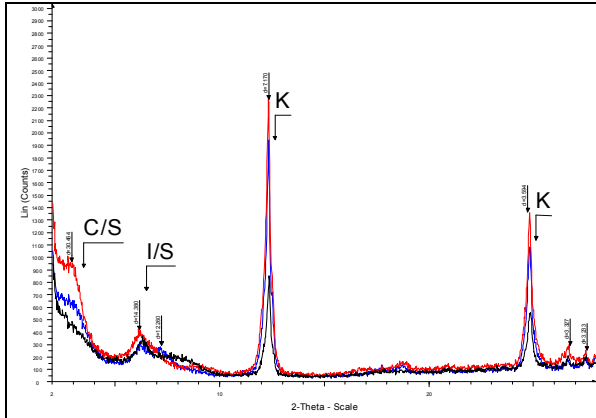


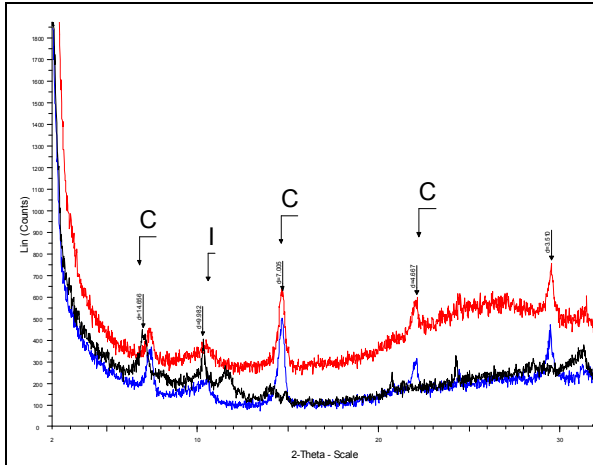
ANEXOS

ANEXO A

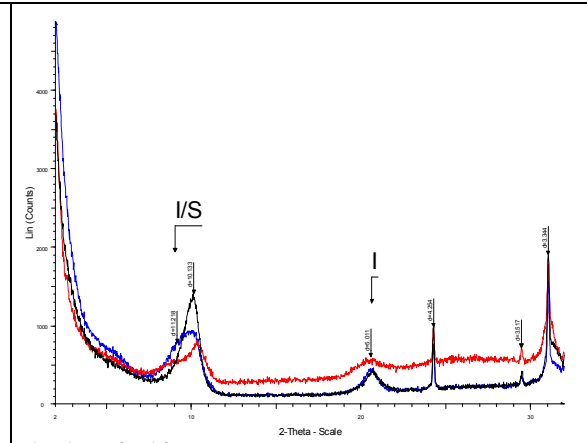
Difratogramas orientados das amostras dos Campos de Água Grande (AG212 e AG331A), Araçás (AR155 e AR215), Buracica (BA196 e BA198) e Fazenda Bálsamo (FBM030 e FBM105).



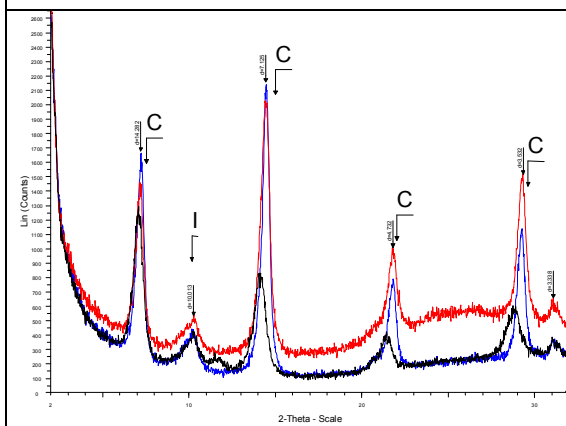




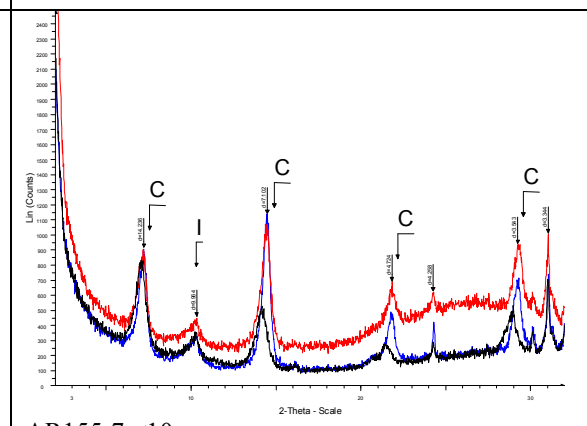
AR155-4 <10



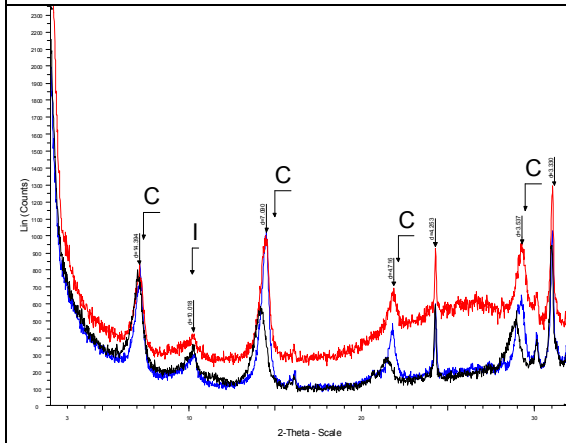
AR155-6 <10



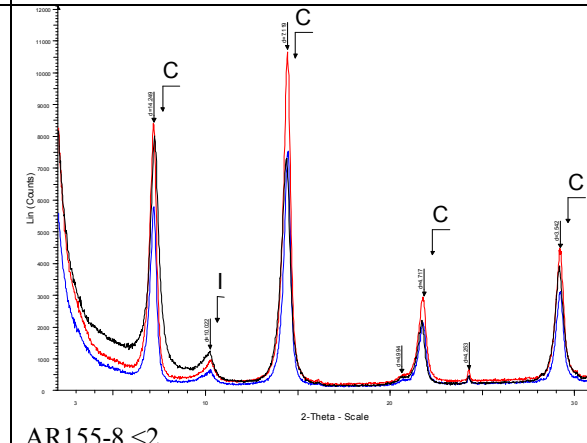
AR155-7 <2



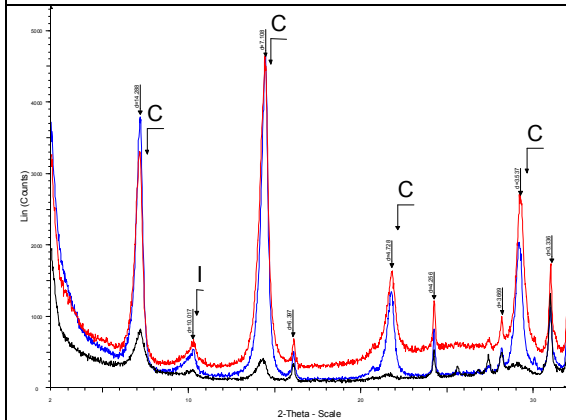
AR155-7 <10



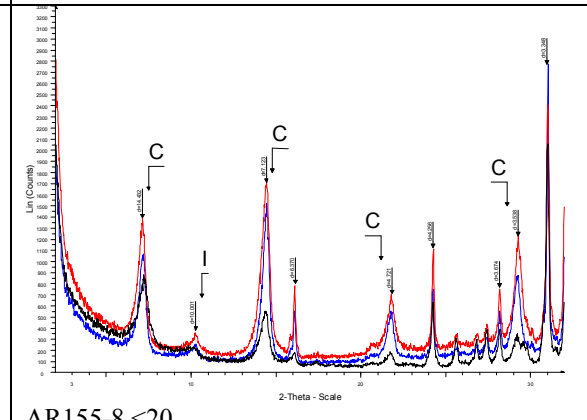
AR155-7 <20



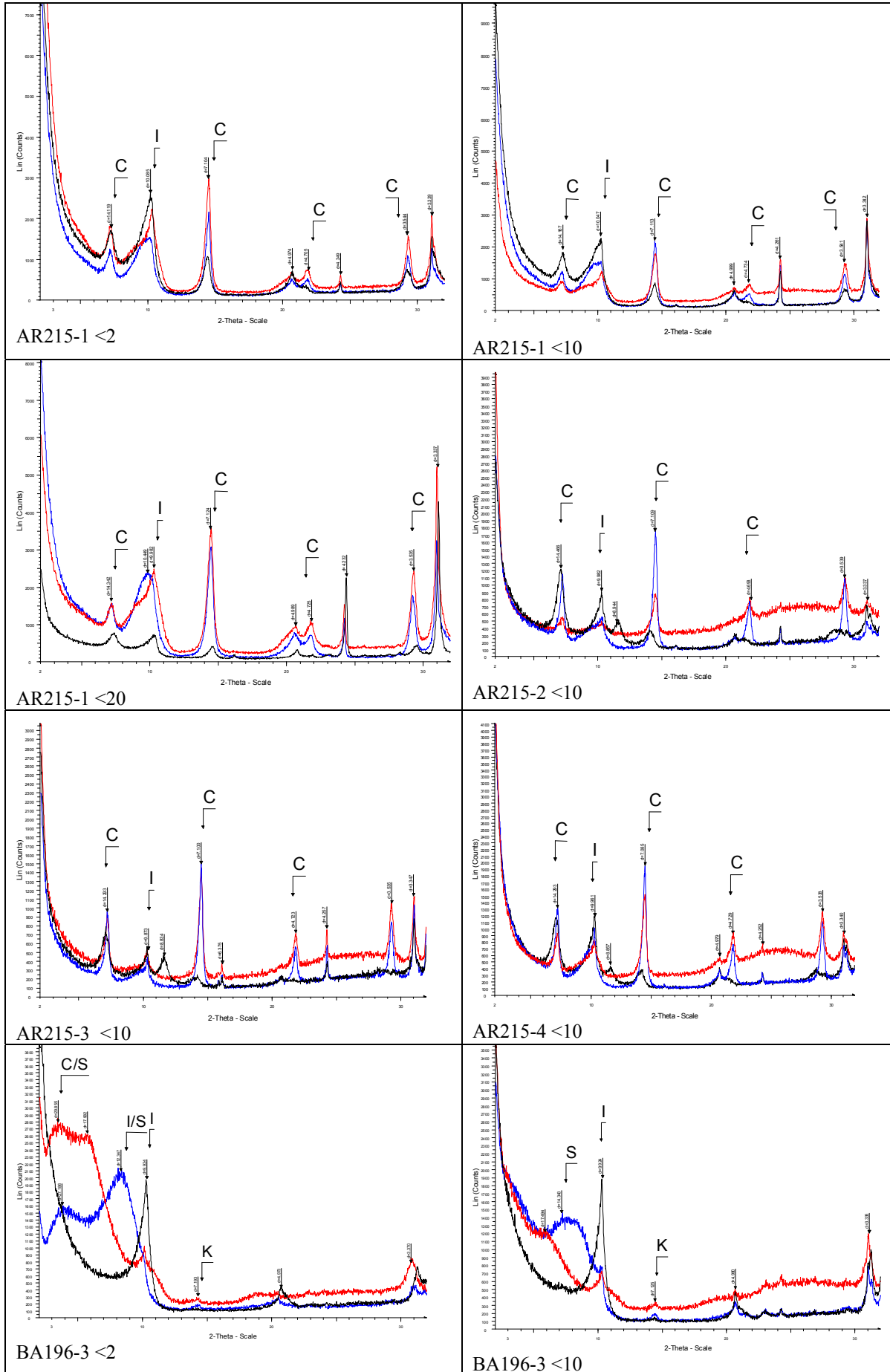
AR155-8 <2

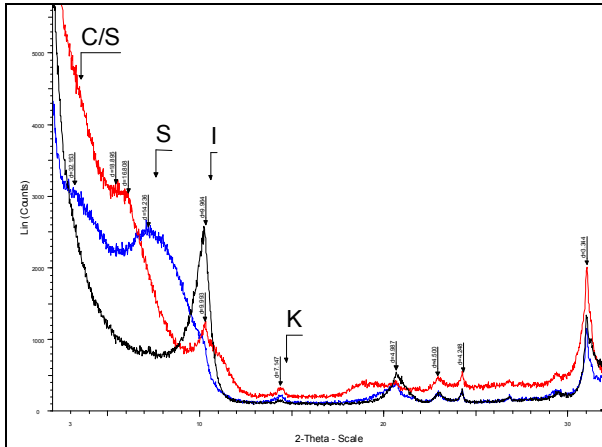


AR155-8 <10

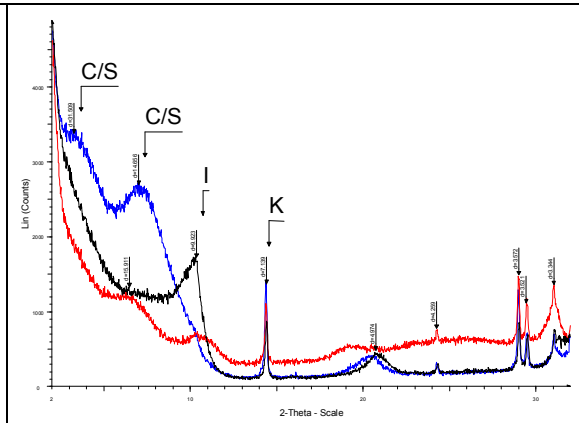


AR155-8 <20

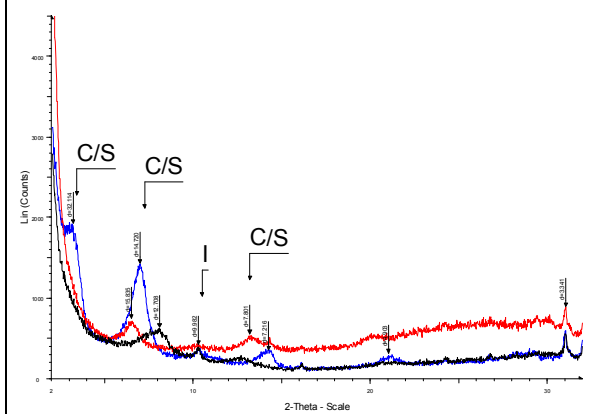




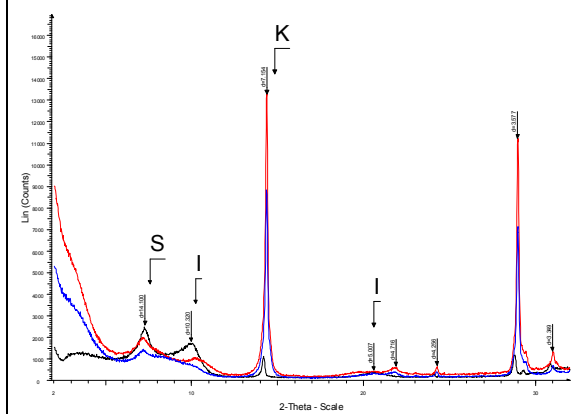
BA196-3 <20



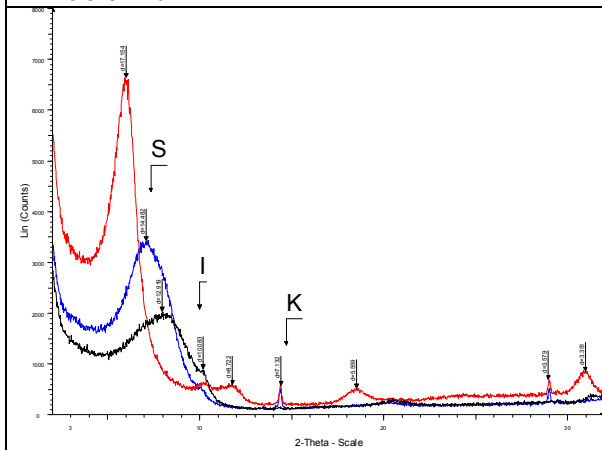
BA196-4 <10



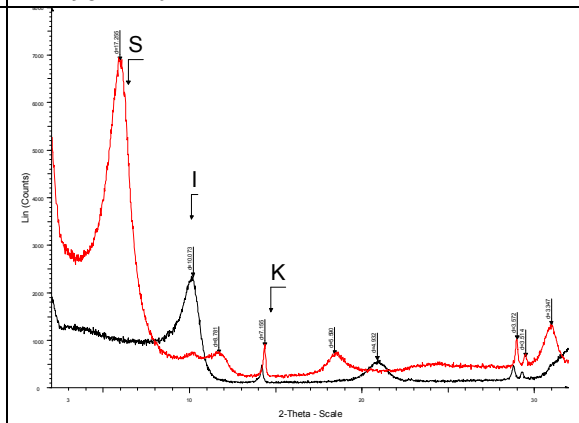
BA196-6 <10



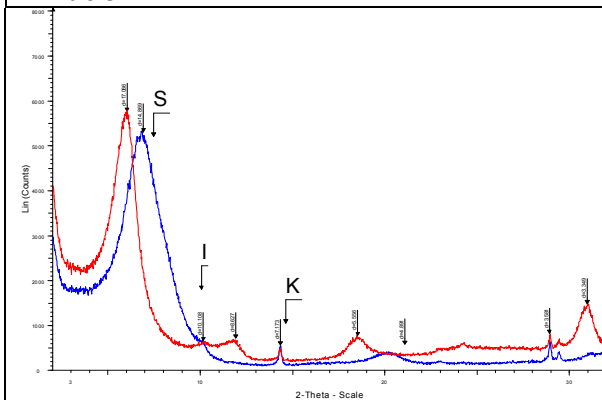
BA198-1 <10



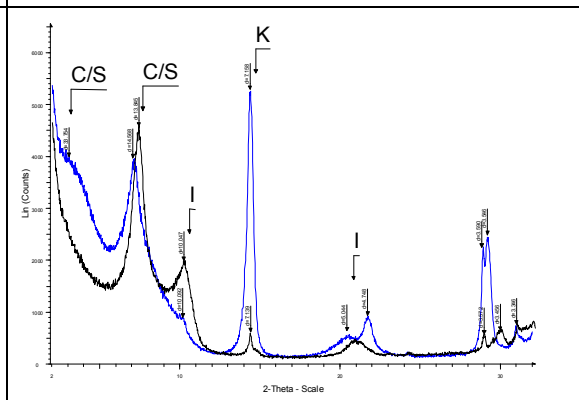
BA198-3 <2



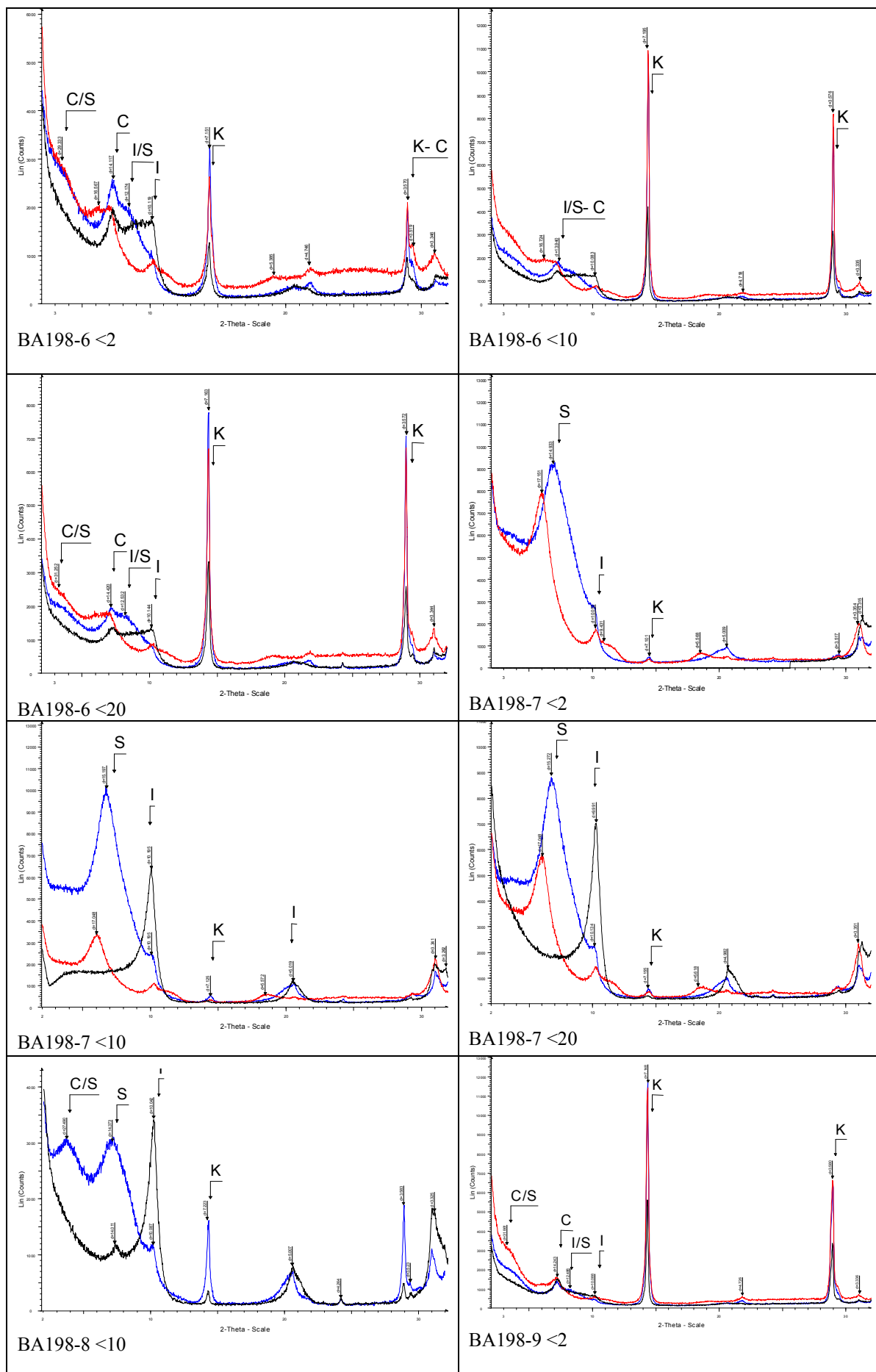
BA198-3 <10

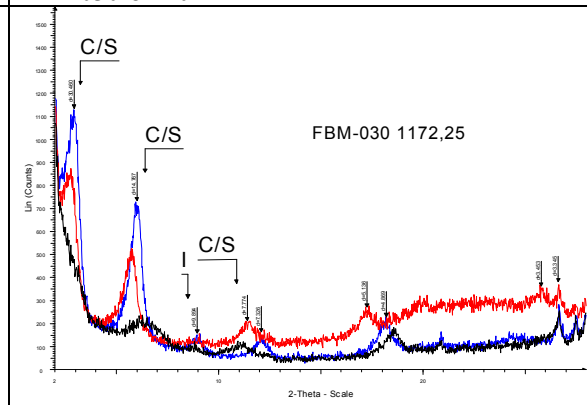
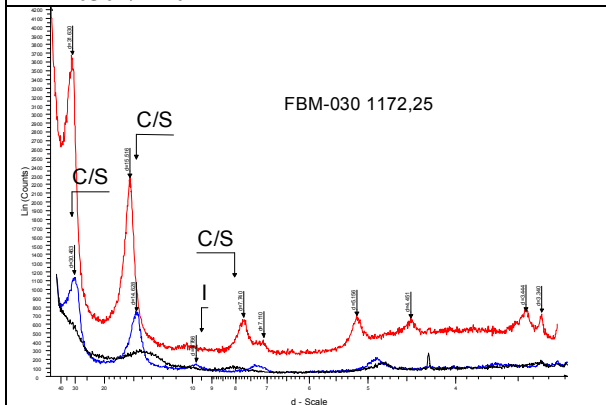
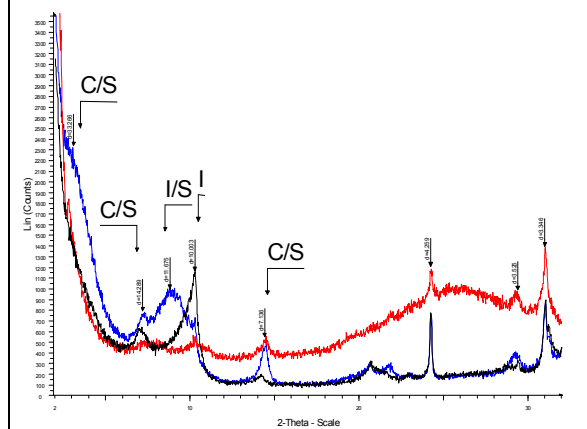
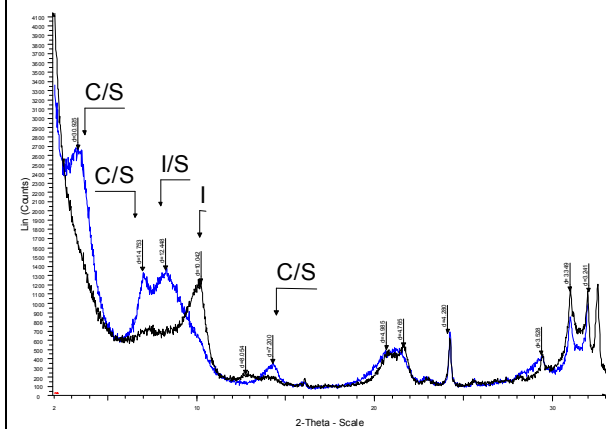
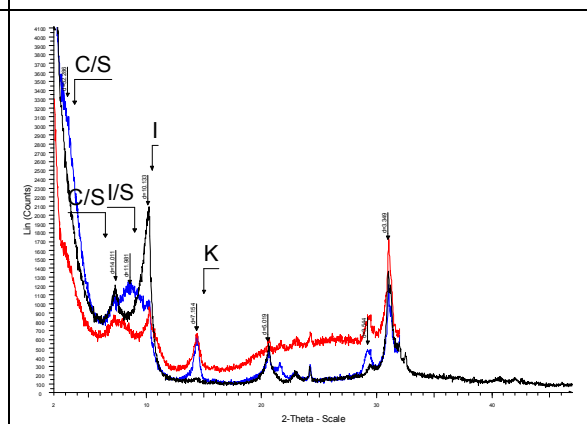
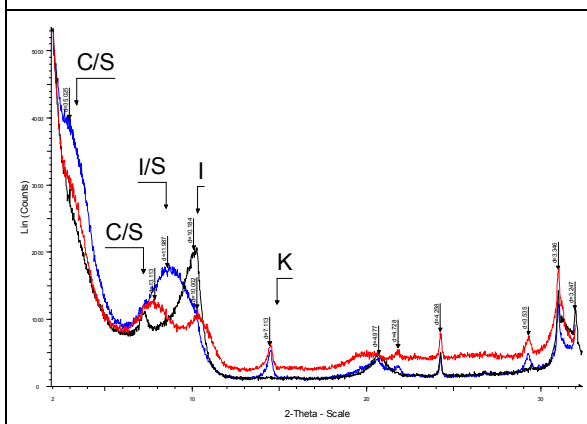
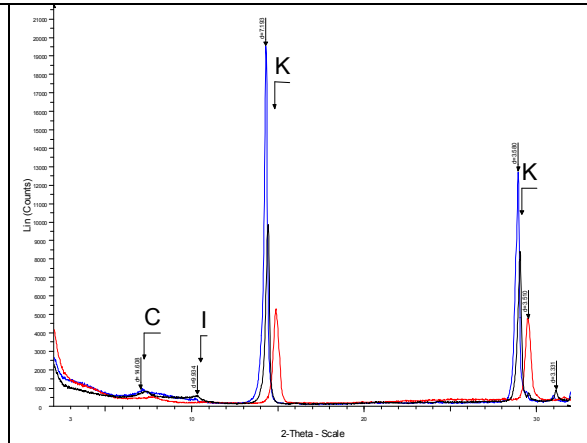
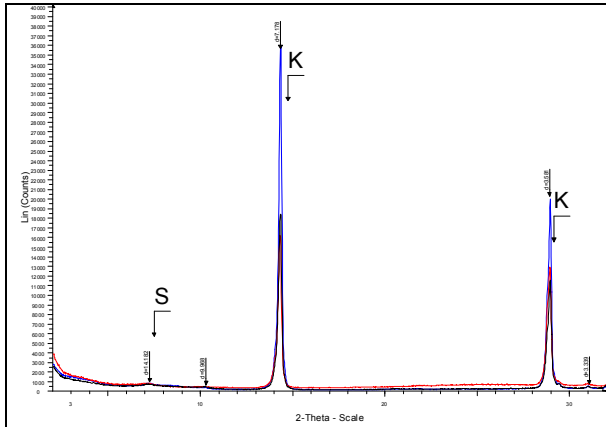


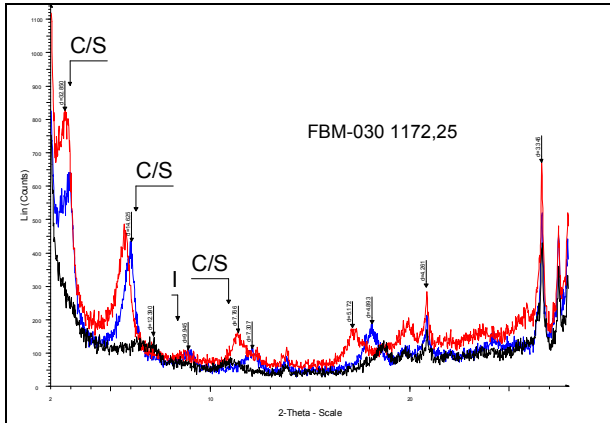
BA198-3 <20



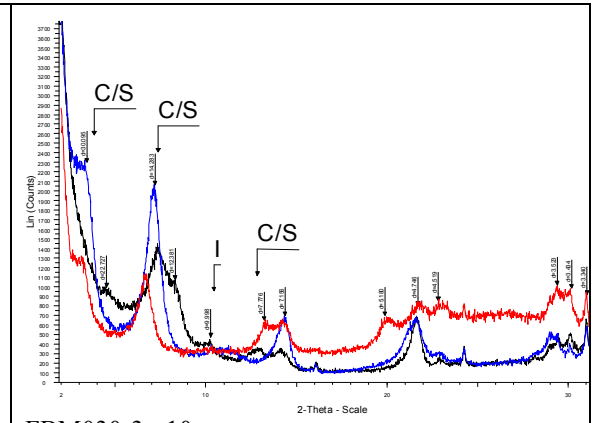
BA198-5 <10



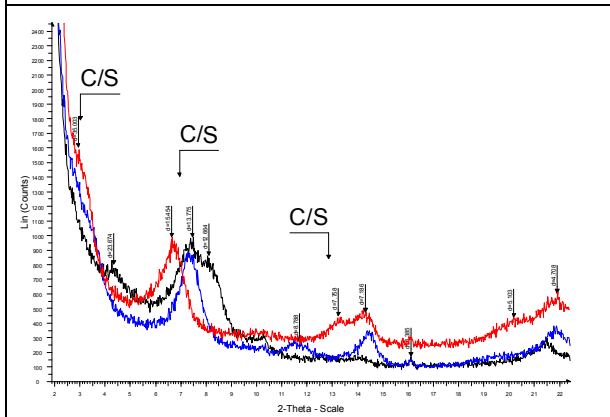




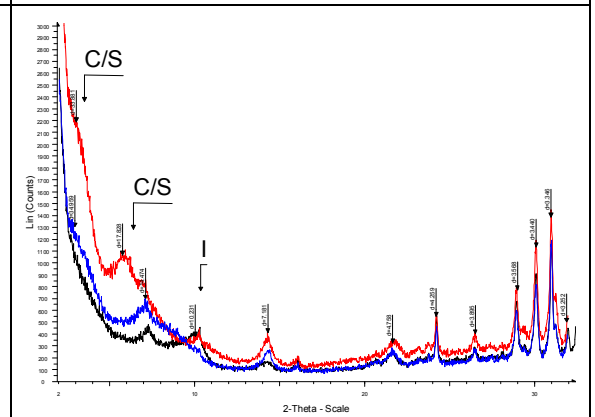
FBM030-2 <20



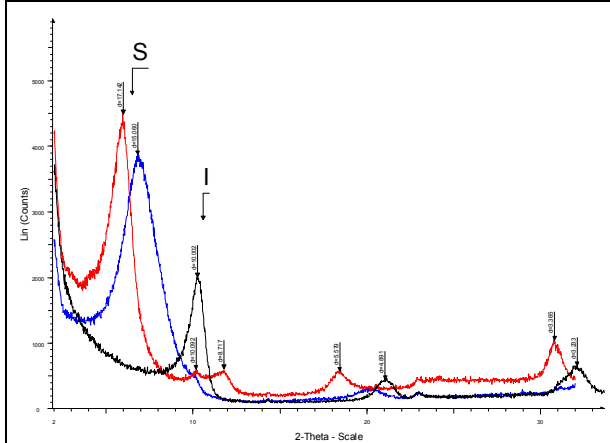
FBM030-3 <10



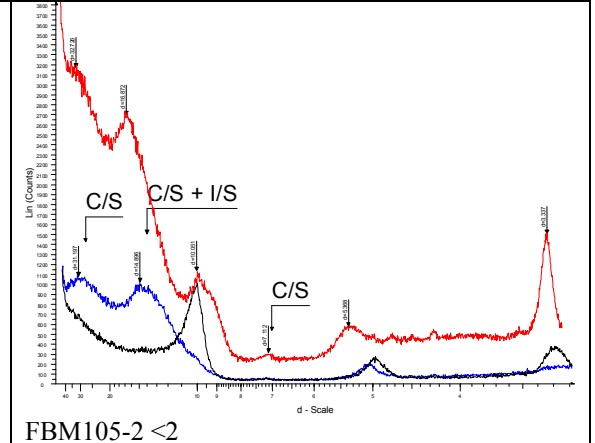
FBM030-4 <10



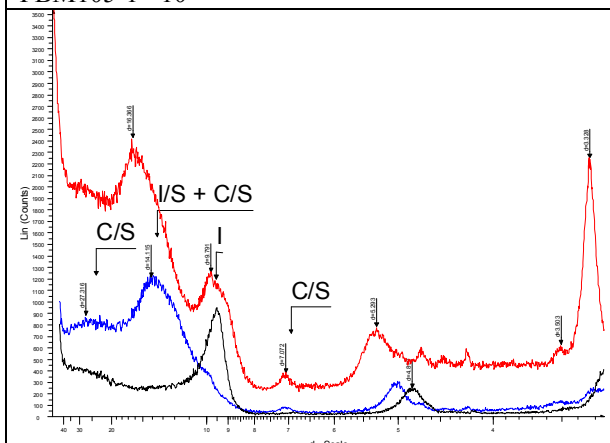
FBM030-6 <10



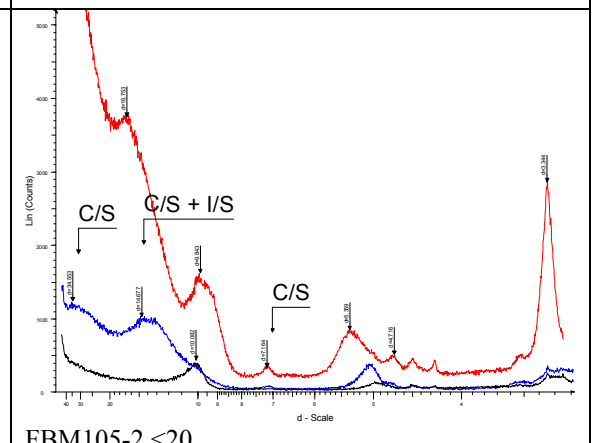
FBM105-1 <10



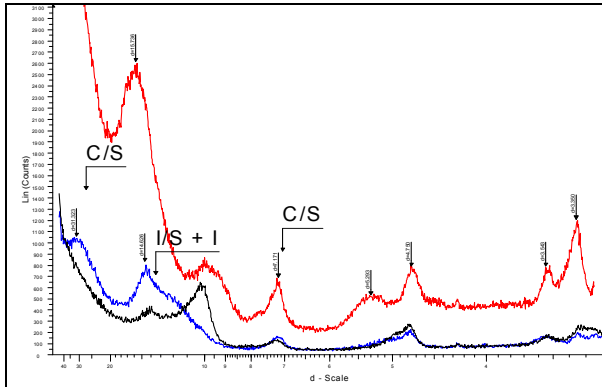
FBM105-2 <2



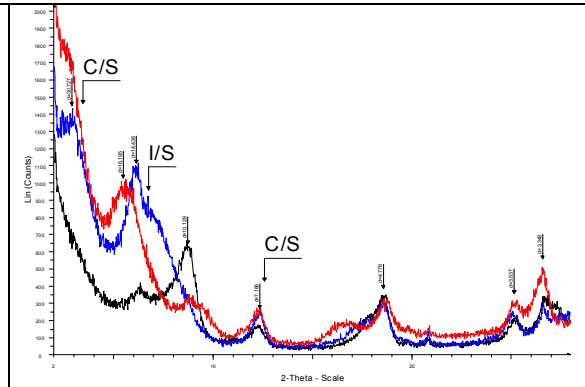
FBM105-2 <10



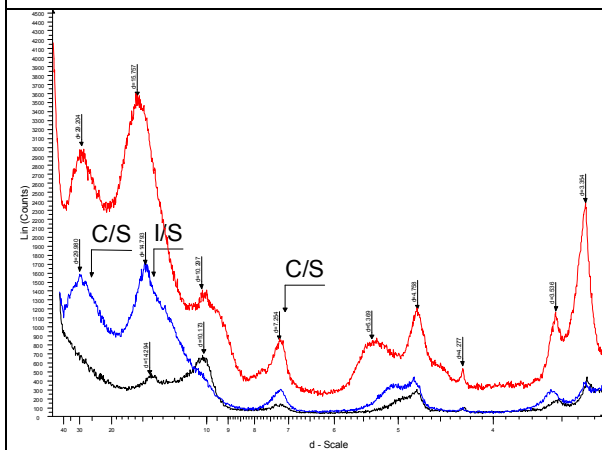
FBM105-2 <20



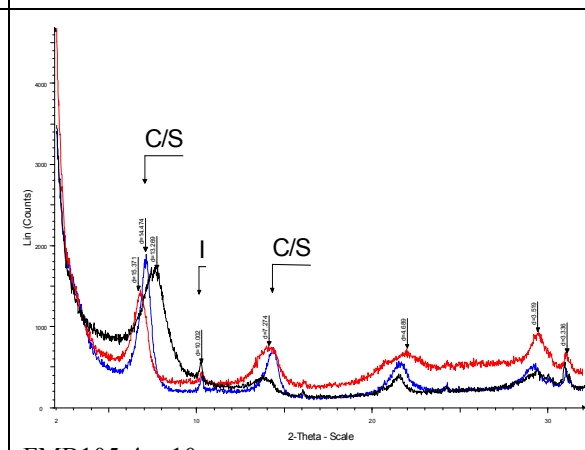
FBM105-3 <2



FBM105-3 <10



FBM105-3 <20



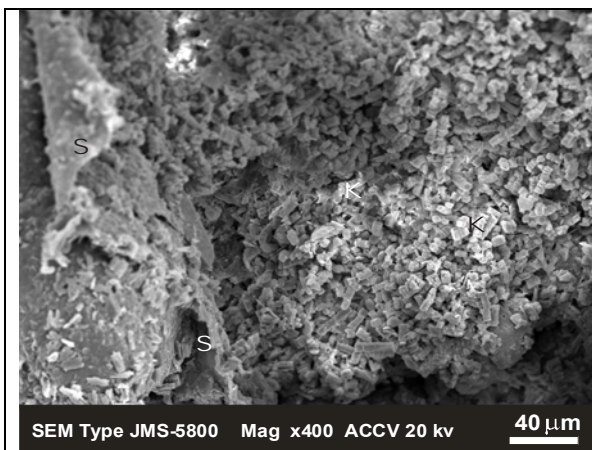
FMB105-4 <10

ANEXO B

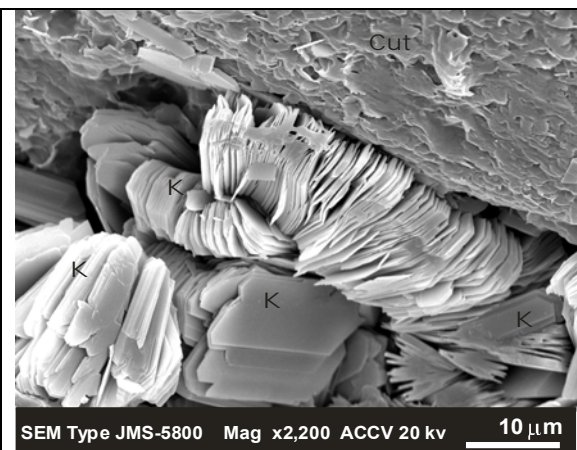
Fotos de MEV das amostras dos Campos de Água Grande e Buracica.

LEGENDAS - Fotos MEV

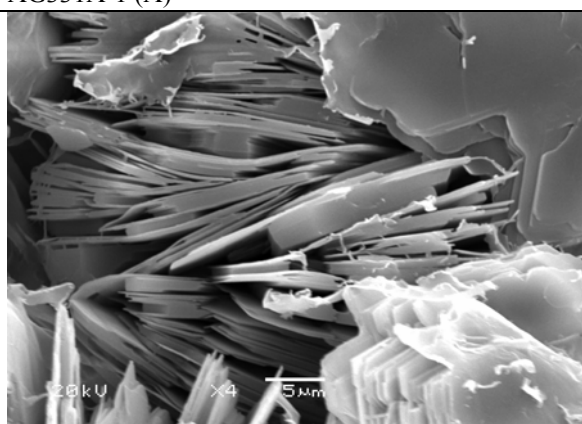
- A) Agregado intergranular de caulim vermicular (k) e cutícula descolada de esmectita (s).
- B) Morfologia vermicular de agregados de caulim (k) sobre cutícula de esmectita (cut).
- C) Lamelas espessas de dickita precipitadas nos espaços interlamelares da caolinita; interpretado como o processo de *dickitização* da caolinita. Processo de ilitização incipiente evidenciado por filamentos nas bordas de lamelas da caolinita.
- D) Detalhe de agregados vermiculares de dickita (k) compostos por lamelas euédricas e pseudo-hexagonais. Restos ilitizados de esmectita (s) e microquartzo (qz).
- E) Agregados vermiculares gerados pela dickitização pseudomórfica da caolinita.
- F) Detalhe das lamelas pseudo-hexagonais de dickita em agregados booklet gerados pelo processo de transformação de caolinitas.
- G) Caolinita em bloco nos espaços intergranulares e cutícula de esmectita.
- H) Detalhe de cristais de dickita com formas alongadas.



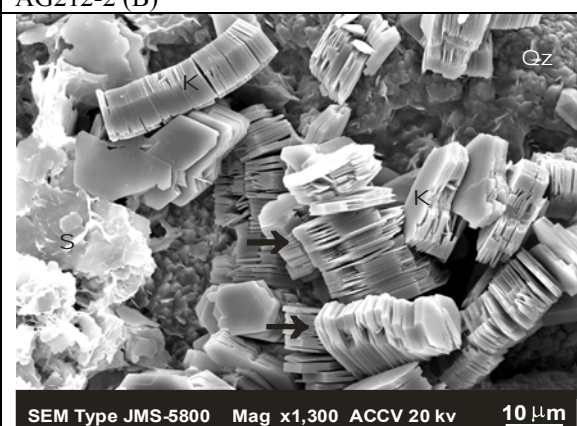
AG331A-1 (A)



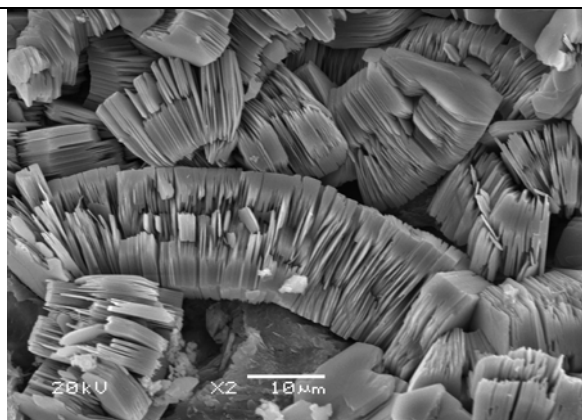
AG212-2 (B)



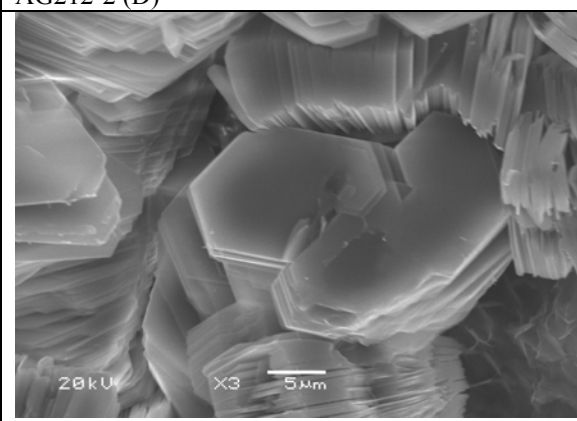
AG212-5 (C)



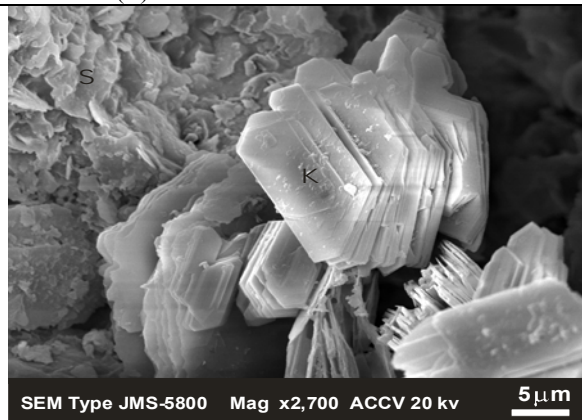
AG212-2 (D)



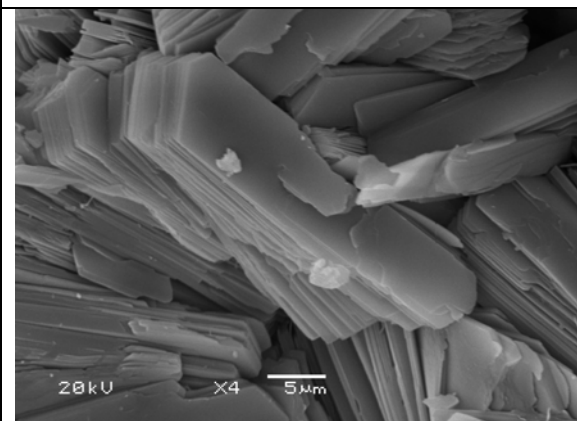
AG212-5 (E)



AG212-2 (F)



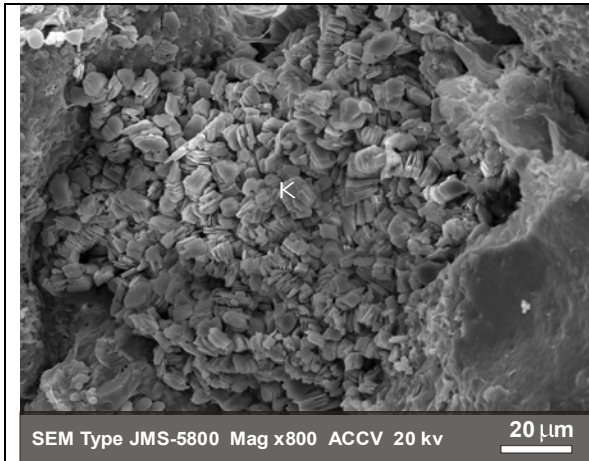
AG331A-3 (G)



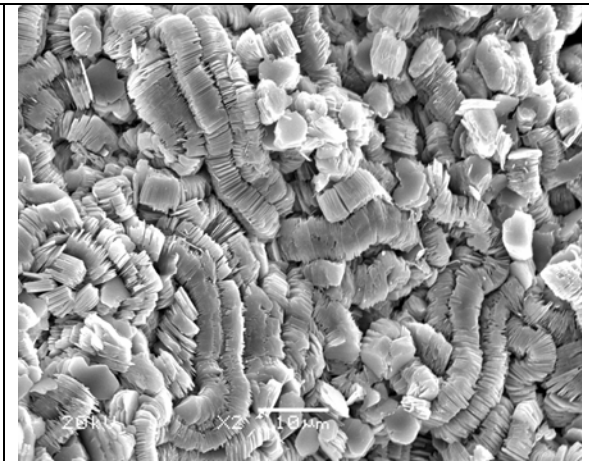
AG212-5 (H)

LEGENDAS - Fotos MEV

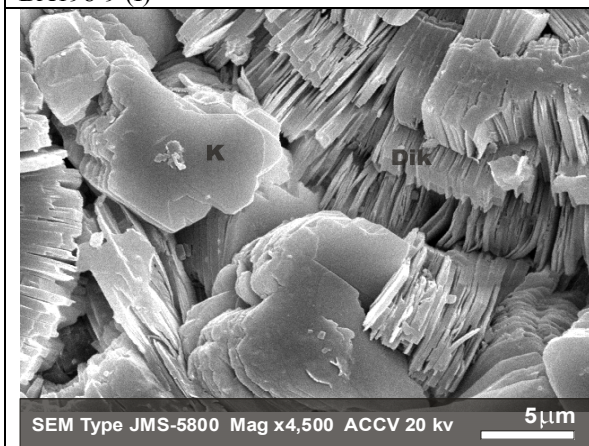
- I) Agregados intergranulares vermiculares de caulim e cutícula de esmectita.
- J) Agregados de caulim com hábito vermicular.
- K) Lamelas mais espessas ou em bloco características do processo de dickitização.
- L) Dickita em lamelas grossas com intercalações de finas lamelas de caolinita.
- M) e N) Detalhe do processo de dickitização parcial da caolinita (finos remanescentes).
- O) Cristais de dickita com morfologia blocosa e lamelar grossa, com simetria monoclinica.
- P) Detalhe de agregados vermiculares transformados para espessos cristais de dickita e finas lamelas remanescentes da caolinita precursora.



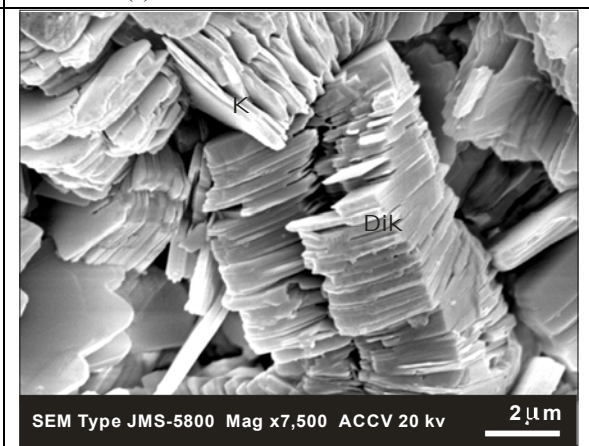
BA198-9 (I)



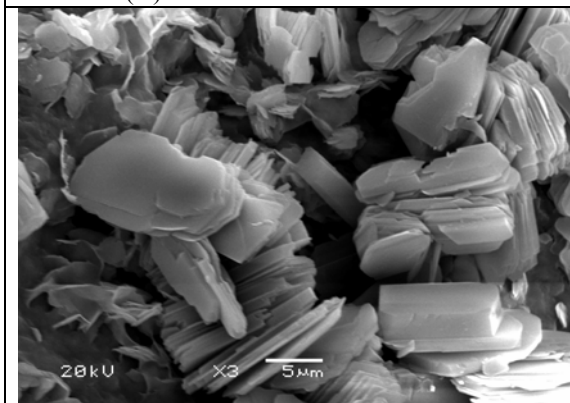
BA198-9 (J)



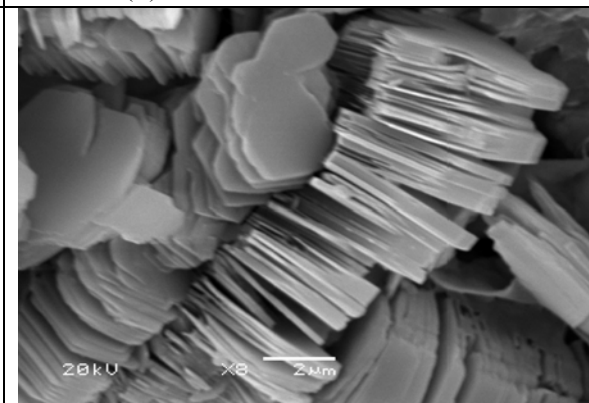
BA198-1 (K)



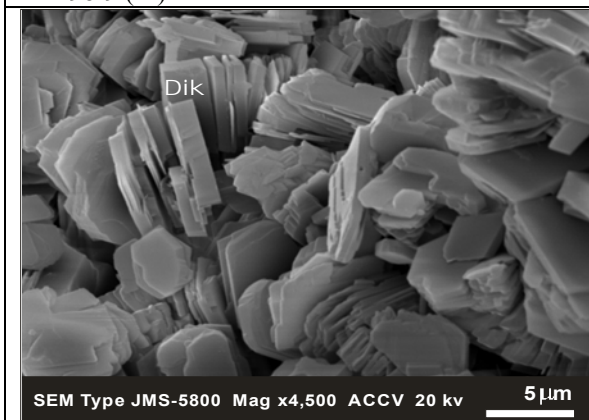
BA198-1 (L)



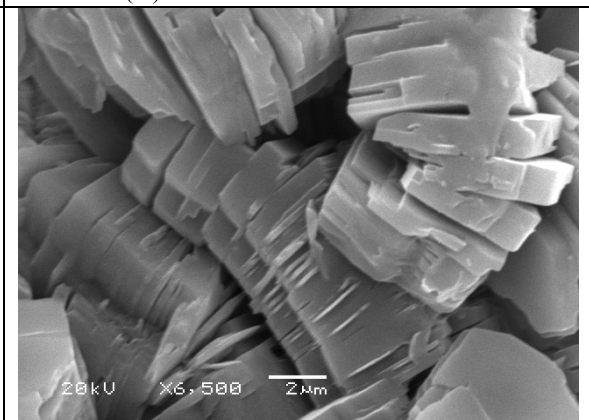
BA198-9 (M)



BA198-9 (N)



BA-198-9 (O)



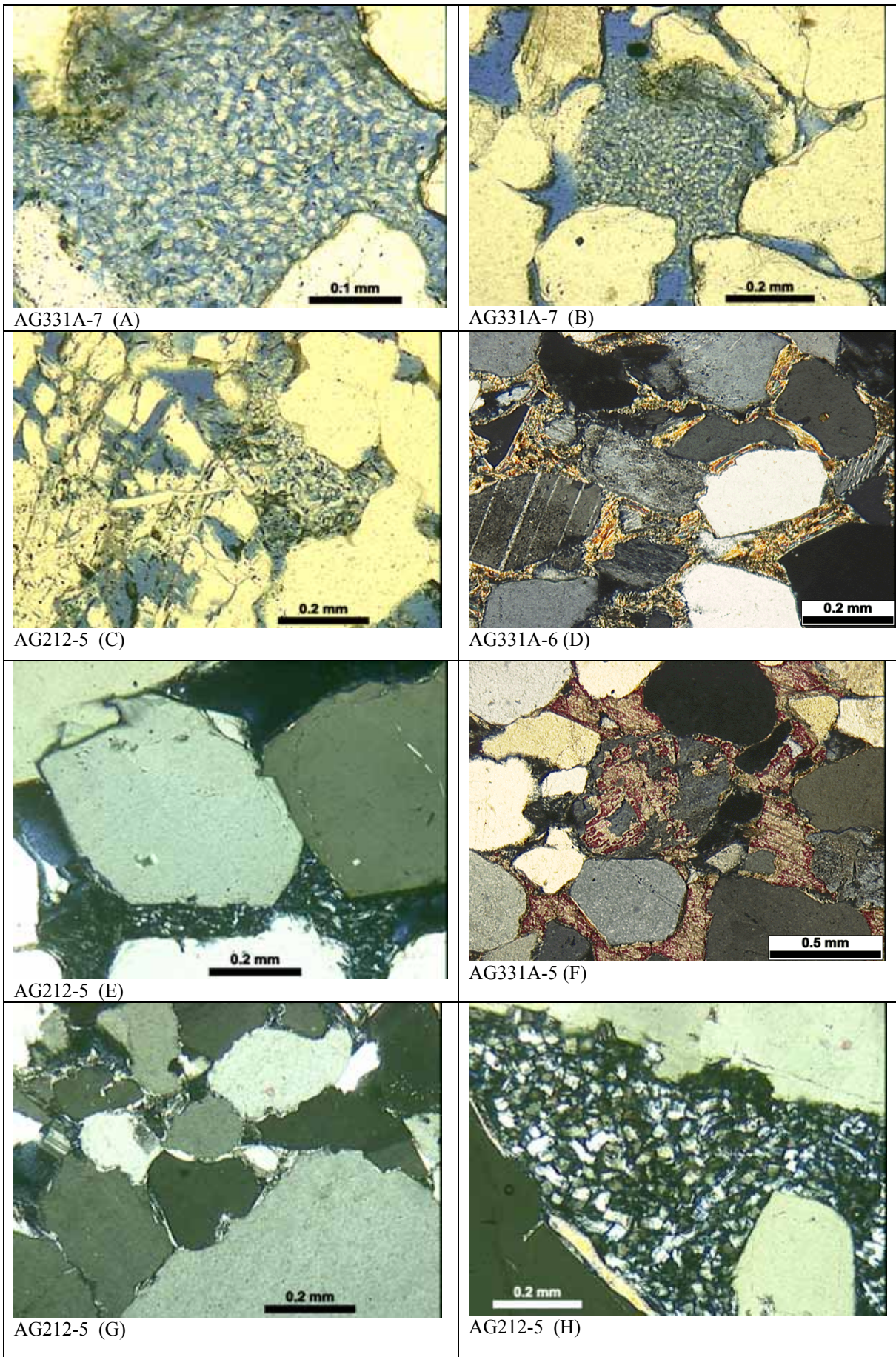
BA198-4 (P)

ANEXO C

Fotos óticas das amostras dos Campos de Água Grande e Buracica.

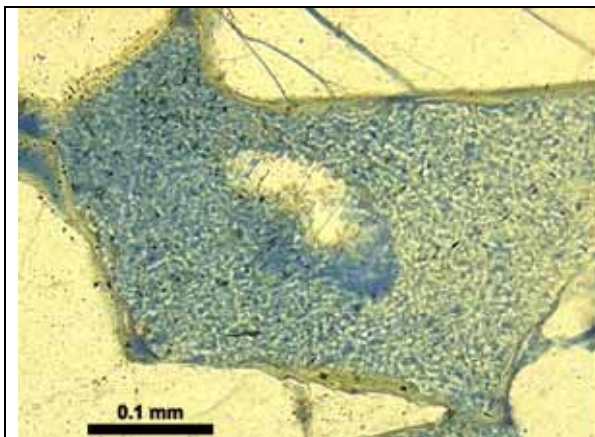
LEGENDAS - Fotos Óticas

- A) e B) Agregados de caulim com morfologia vermicular substituindo grão de feldspato.
- C) Agregados de caulim; dissolução de feldspatos.
- D) Argilas esmectíticas mecanicamente infiltradas preenchendo os poros.
- E) Agregados intergranulares de caulim; crescimentos de quartzo.
- F) Calcita poiquilotópica substituindo K-feldspato.
- G) Contatos intergranulares suturados desenvolvidos por intensa dissolução por pressão.
- H) Detalhe de caulim vermicular sobre cutícula infiltrada descontínua.

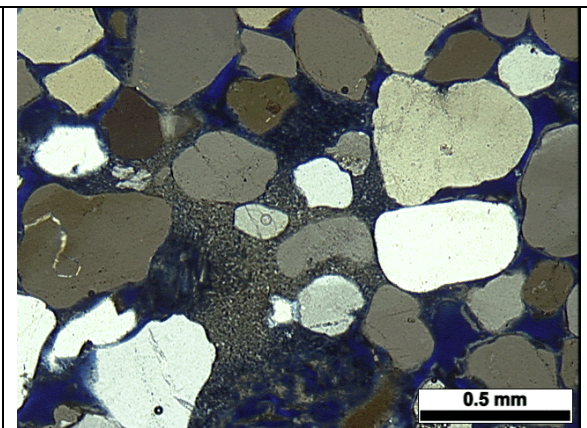


LEGENDAS - Fotos Óticas

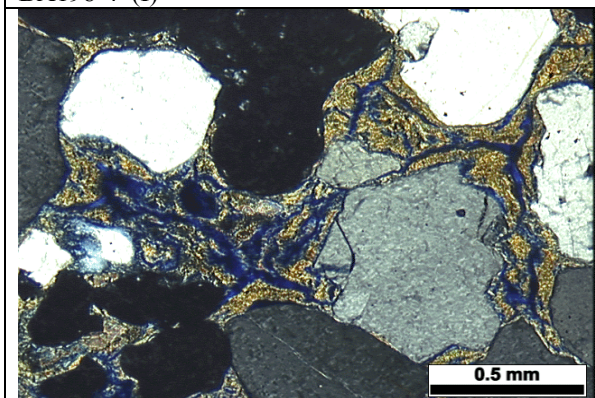
- I) Cutículas de argila infiltrada; preenchimento do poro por caulim vermicular.
- J) Agregado intergranular de caulim; porosidade intergranular e intragranular, gerada pela dissolução de feldspato.
- K) Abundante argila infiltrada com porosidade de contração por desidratação.
- L) Detalhe de agregado intergranular de caulim vermicular.
- M) Contatos intergranulares suturados.
- N) Calcita poiquilotópica corroendo as margens dos grãos e engolfando cutículas de argilas infiltradas.
- O) Intraclasto de calcrete em *lag* cimentado por calcita poiquilotópica.
- P) Caulim preenchendo heterogeneamente poros intergranulares e substituindo grãos; porosidade intergranular.



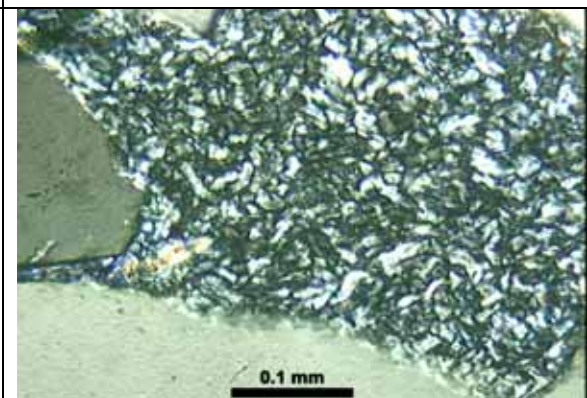
BA198-4 (I)



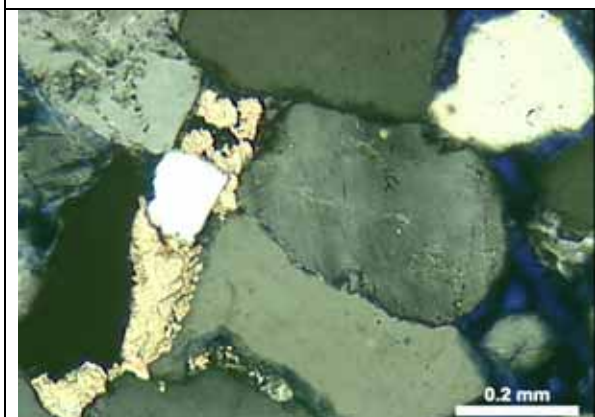
BA198-1 (J)



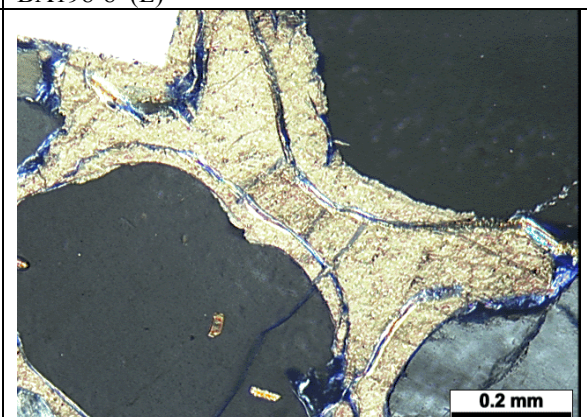
BA198-2 (K)



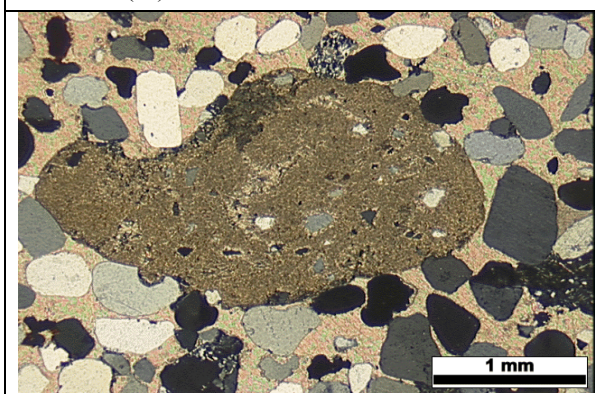
BA198-8 (L)



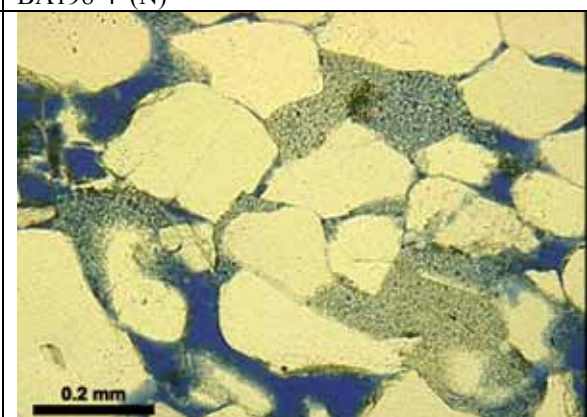
BA198-9 (M)



BA198-4 (N)



BA196-8 (O)



BA198-9 (P)

