



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

**INFLUÊNCIA TÉRMICA DE INTRUSÕES DE DIABÁSIO NAS CAMADAS DE
CARVÃO E ROCHAS SEDIMENTARES ENCAIXANTES DA JAZIDA SANTA
TEREZINHA, RIO GRANDE DO SUL**

ALEXMAR DEL CARMEN CÓRDOVA GONZÁLEZ

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Arí Roisenberg

CO-ORIENTADOR:

Prof. Dr. Wolfgang Kalkreuth

Volume I

Porto Alegre – 2015

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

**INFLUÊNCIA TÉRMICA DE INTRUSÕES DE DIABÁSIO NAS CAMADAS DE
CARVÃO E ROCHAS SEDIMENTARES ENCAIXANTES DA JAZIDA SANTA
TEREZINHA, RIO GRANDE DO SUL**

ALEXMAR DEL CARMEN CÓRDOVA GONZÁLEZ

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Arí Roisenberg

CO-ORIENTADOR:

Prof. Dr. Wolfgang Kalkreuth

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a Dr.^a Ana Maria Pimentel Mizusaki - UFRGS

Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini - UNISINOS

Prof. Dr. João Marcelo Medina Ketzer - PUCRS

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

Porto Alegre – 2015

Córdova González, Alexmar del Carmen

Influência térmica de intrusões de diabásio nas camadas de carvão e rochas sedimentares encaixantes da jazida Santa Terezinha, Rio Grande do Sul . / Alexmar del Carmen Córdova González. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.

[104 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es):Ari Roisenberg

Coorientador(es):Wolfgang Kalkreuth

1. Carvão 2. Intrusões de diabásio 3. Influência térmica 4. Argilominerais I. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

Dedicado a Deus, a minha família amada e a meu país Venezuela.

Agradecimentos

A Deus pela vida.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Programa de Pós Graduação em Geociências que permitiram a realização deste estudo.

Ao programa PFRH/PB-215 pela bolsa de mestrado.

A meus orientadores, professores Arí Roisenberg e Wolfgang Kalkreuth, por sua ajuda para a elaboração desta dissertação, especialmente ao Professor Arí por seu grande apoio e conselhos desde minha chegada ao Brasil.

Aos laboratórios de Análises de Carvão e Rochas Geradoras de Petróleo, Microsonda Eletrônica, Difratomia de Raios-X do Instituto de Geociências da UFRGS e ao Laboratório de Preparação de Amostras da UFRGS pelo uso de suas instalações. Igualmente agradeço Companhia de Pesquisas em Recursos Minerais /CPRM pela cessão de amostras.

A meus pais, por seu infinito amor e paciência e por ser meu modelo a seguir. A meus irmãos, cunhados e amigos por sempre me apoiar. A meu namorado Gibran por seu apoio incondicional, companhia e amor.

A todas as pessoas que de uma forma ou de outra me incentivaram na realização deste projeto.

Resumo

Camadas de carvão em contato com intrusões ígneas são afetadas termicamente com perda considerável de voláteis e aumento localizado no *rank* dos carvões, tornando-os, em certas circunstâncias, atrativos para exploração. O presente estudo avaliou a influência térmica de intrusões de diabásio sobre carvões e rochas sedimentares encaixantes da jazida Santa Terezinha, no nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. Foram realizadas análises de química mineral por microsonda eletrônica e cálculos geotermométricos a partir de clinopiroxênios, análises por difração de raios-X das dos argilominerais das rochas encaixantes, a diferentes distâncias da intrusão, e modelagem térmica 1D utilizando o programa TemisFlow. Os dados de geotermometria de clinopiroxênios indicaram uma temperatura de cristalização do magma na ordem de 1136 °C. As análises de difração de raios-X apontaram clorita como principal produto mineralógico por efeito térmico das intrusões. O aparecimento de clorita é acompanhado, geralmente, pela redução drástica do conteúdo de caulinita. Estas mudanças mineralógicas são registradas a distancias menores que 1 m a partir dos contatos da intrusão. Os dados de reflectância de vitrinita em amostras do poço CBM-001-ST-RS, permitiram definir temperaturas-pico de 213 °C para as camadas de carvão do topo da secção, que aparecem intercaladas com intrusões de diabásio, enquanto que as camadas da secção inferior atingiram temperaturas-pico de 120 °C. Nas proximidades das intrusões de diabásio, os valores de vitrinita aumentam com a diminuição da distancia entre as rochas encaixantes e a intrusão, afetando uma distancia aproximada de 0,3 vezes a espessura da intrusão. As temperaturas-pico definidas para as camadas do topo da secção são resultantes da influência térmica das intrusões. Para as camadas inferiores, a profundidade atingida não rende temperaturas suficientes para alcançar os valores de vitrinita atuais. A hipótese da deposição e erosão de um espesso pacote de sedimentos mesozoicos pode produzir temperaturas condizentes com o estágio de maturidade atual das camadas de carvão, mas não é razoável considerando-se o modelo evolutivo da Bacia do Paraná.

Abstract

Coal layers in contact with igneous intrusions are thermally affected causing considerable loss of volatile and local increase in the rank of coal, making them, in certain circumstances, attractive for exploration. The aim of this study was to evaluate the thermal influence of diabase intrusions on coals and host rocks of the Santa Terezinha coalfield, in the Northeastern region of Rio Grande do Sul State. The study includes mineral chemistry analyses with electron microprobe, geothermometer analyses using clinopyroxenes, X-ray diffraction of clay minerals from host rocks at different distances from the intrusion and 1D thermal modeling taking as a tool the TemisFlow program. Clinopyroxene geothermometry indicates a magma crystallization temperature on the order of 1136 °C. X-ray diffraction analyses pointed out that chlorite is the main product of the mineralogical changes due to thermal effect of intrusions on the clay mineral fraction of host rocks. The chlorite appearance is usually accompanied by drastic reduction of kaolinite content. These mineralogical changes are recorded in distances smaller than 1 meter from the intrusive contacts. Based on vitrinite reflectance data of samples from well CBM-001-ST-RS, can be set a temperature peak of ~ 213 °C for the coal layers on the top of the section, which appear intercalated with diabase intrusions. The lower section layers reached a peak temperature of ~ 120 °C. Nearby diabase intrusions, the vitrinite values increase with decreasing distance the contacts, affecting an approximate section of 0.3 times the intrusion thickness. The peak temperatures set for the top section layers are evident results of the thermal influence of intrusions. For the lower layers, the depth reached does not yield sufficient temperatures to achieve the vitrinite current values. The hypothesis of deposition and erosion of a thick package of Mesozoic sediments produce a range of consistent temperatures that seems comparable with the current maturity stage of the coal seams, but it is unreasonable for the Paraná Basin model evolution.

Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Paraná na América do Sul, distribuição das principais jazidas de carvão no Rio Grande do Sul e Santa Catarina e litoestratigrafia mostrando a Formação Rio Bonito de idade permiana.	10
Figura 2. Geologia da Bacia do Paraná	14
Figura 3. Carta estratigráfica da Bacia do Paraná.....	16
Figura 4. Log da litologia e distribuição das camadas de carvão do poço CBM-001-ST-RS, com identificação das parasequências	23
Figura 5. Exemplo de intrusões ígneas em camadas de carvão.....	25
Figura 6. Mecanismos de transferência de calor.....	26
Figura 7. Transferência unidimensional de calor por condução	28
Figura 8. Distribuição das camadas de carvão no poço CBM001-ST-RS, limites de parasequências, espessura das camadas, composição das camadas em termos de grupos de macerais, reflectância da vitrinita	31

Lista de tabelas

Tabela 1. Listagem dos furos de sondagem localizados na área da jazida de Santa Terezinha usados na pesquisa.....	30
Tabela 2. Linhas espectrais, cristais analisadores e padrões analíticos utilizados para os análises na microsonda eletrônica.....	33

Lista de abreviaturas

CBM: *Coalbed methane*

DRX: Difração de Raios-X

IMA: *International Mineralogical Association*

WDS: *Wavelength-Dispersive X-Ray Spectroscopy*

CPRM: Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	7
1.1 Objetivos	9
1.1.1 Objetivo geral.....	9
1.1.2 Objetivos específicos	9
1.2 Localização da área em estudo	9
1.3 Trabalhos anteriores	10
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	13
2.1 A Bacia do Paraná	13
2.2 Superseqüência Gondwana I e a Formação Rio Bonito	17
2.3 Superseqüência Gondwana III e magmatismo Serra Geral	18
2.4 Depósitos de carvão no Rio Grande do Sul	20
2.5 A jazida de carvão Santa Terezinha	22
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	24
3.1 Carbonificação do carvão e sua relação com a atividade magmática.....	24
3.2 Mecanismos de transferência de calor.....	26
3.3 Modelagem de calor em bacias sedimentares	28
4. METODOLOGIA DE ESTUDO	30
4.1 Pesquisa bibliográfica	30
4.2 Amostragem.....	30
4.3 Trabalhos de laboratório	31
4.3.1 Análise petrográfica das intrusões de diabásio.....	31
4.3.2 Análises por Microsonda Eletrônica	32
4.3.3 Análises por Difração de Raios-X (DRX) de argilominerais das rochas sedimentares encaixantes	34
4.4 Modelagem térmica.....	35
5. RESULTADOS	37
5.1 Carta de submissão do artigo	37
5.2 Artigo submetido	38
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	76
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
ANEXOS	85
Anexo 1. Difratogramas de Raios-X para amostras do poço 2TG-54-RS.....	86
Anexo 2. Difratogramas de Raios-X para amostras do poço 2TG-93-RS.....	90
Anexo 3. Difratogramas de Raios-X para amostras do poço 2TG-97-RS.....	93
Anexo 4. Difratogramas de Raios-X para amostras do poço 2TG-100-RS.....	96

1. INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares podem ser consideradas como reatores em larga escala em que ocorrem grande número de reações importantes, tais como a conversão de turfa em carvão, a geração de gás natural e do petróleo e a conversão de minerais termicamente instáveis para outros mais estáveis. Todas estas reações dependerão em grande parte do tempo e da temperatura e, em particular, da paleotemperatura máxima atingida durante o soterramento (Tissot & Welte, 1984). A reconstrução da história térmica das bacias para identificar o momento de ocorrência dos episódios dominantes de aquecimento e arrefecimento que afetaram uma seção sedimentar, quantificar as paleotemperaturas através da sequência e caracterizar os mecanismos de aquecimento e arrefecimento que afetaram as rochas sedimentares é uma tarefa de grande importância, para definir os modelos de acumulação e exploração em sistemas petrolíferas.

A história térmica das bacias sedimentares não é apenas o resultado da sedimentação e soterramento progressivo, mas também é influenciada pela evolução geotectônica subsequente. Na reconstrução da história térmica de uma bacia sedimentar deve ser tomado em consideração que os gradientes térmicos podem variar significativamente com a profundidade e altura durante a vida da bacia e podem aumentar quando a bacia é afetada por eventos orogênicos e/ou magmáticos (Killops & Killops, 2005). Numerosas explorações geológicas demonstram que as intrusões magmáticas podem aumentar o gradiente geotérmico nas bacias sedimentares, acelerando a maturação térmica da matéria orgânica contida nos estratos sedimentares, e promovendo a geração de hidrocarbonetos. Intrusões magmáticas também pode ser benéficas para a migração e acumulação de petróleo e gás, fornecendo-lhes caminhos, reservatórios, e "trapeamento". Portanto, é de grande importância estudar o efeito térmico de intrusões ígneas em rochas encaixantes ricas em matéria orgânica (Wang *et al.*, 2012).

A caracterização e cronologia dos eventos térmicos sofridos é de grande importância na exploração de carvão porque determina a maturidade da matéria orgânica contida nas rochas. A influência de intrusões de diabásio na petrologia e qualidade do carvão estão relacionados principalmente com a temperatura do magma, o estilo de transferência de calor (convecção ou difusão), a forma e volume da intrusão

(dique ou soleira), a distância do contato e as propriedades térmicas das rochas encaixantes. O calor das intrusões eleva a classificação do carvão e coloca brevemente alguns carvões na janela de geração de gás termogênico, podendo afetar a segurança, produtividade e viabilidade econômica das jazidas devido à produção de metano e dióxido de carbono, o qual eleva a ameaça de combustões espontâneas e explosões (Golab *et al.*, 2007).

Cerca de 88 % dos depósitos de carvão fóssil no Brasil estão situados no Estado de Rio Grande do Sul. Os carvões variam, pelo *rank*, de betuminoso de alto volátil C até betuminoso de alto volátil A, encontrando-se, localmente, carvões antracitosos por efeito de intrusões básicas próximas (Pereira *et al.*, 1998). Este é o caso da jazida de Santa Terezinha, onde intrusões de diabásio afetam o carvão (Levandowski, 2009), podendo alcançar níveis de semi-antracito (Kalkreuth *et al.*, 2008).

A jazida de carvão de Santa Terezinha, localizada ao nordeste do Estado Rio Grande do Sul (RS), possui uma espessura acumulada de até 10 m, sendo intercalada, na maioria das vezes, com siltitos, tendo registro de intrusões subvulcânicas nas camadas de topo (Kalkreuth *et al.*, 2003; Levandowski, 2009). Considerando-se os gradientes geotérmicos, se considera que as profundidades de soterramento e o tempo de persistência das temperaturas são insuficientes para terem determinado o atual estágio de evolução dos carvões. Neste sentido, pode-se afirmar que as camadas estiveram submetidas a temperaturas mais elevadas no passado geológico. Também pode se supor, com alguma segurança, que tais temperaturas estiveram relacionadas ao magmatismo da Formação Serra Geral onde fluxos de calor estiveram ativos a partir das grandes geoclases, nos períodos Jurássico e Cretáceo (Pereira *et al.*, 2003). Contudo, existem poucos estudos sobre a evolução térmica desta jazida e sobre o efeito na maturação da matéria orgânica das camadas de carvão e das rochas sedimentares encaixantes, causado pela influência térmica das intrusões de diabásio.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo geral

O objetivo geral deste projeto é avaliar o efeito térmico das intrusões de diabásio nas camadas de carvão e rochas sedimentares encaixantes da jazida de carvão de Santa Terezinha, no Estado do Rio Grande do Sul. Para atingir este objetivo serão realizados estudos das soleiras de diabásio, bem como análises dos argilominerais das rochas encaixantes e modelagem térmica.

1.1.2 Objetivos específicos

- Estimar a temperatura inicial do magma que originou as soleiras de diabásio através da caracterização mineralógica, análises de química mineral e aplicação de um geotermômetro de piroxênios.
- Avaliar o efeito térmico das intrusões sobre as rochas sedimentares encaixantes em diferentes distâncias das intrusões, através de análises por Difração de Raios-X da fração de argilominerais.
- Avaliar a história térmica da jazida Santa Terezinha, utilizando o programa TemisFlow.

1.2 Localização da área em estudo

A área em estudo localiza-se na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, na chamada jazida Santa Terezinha (Fig. 1), próximo às cidades de Osório e Tramandaí, localizadas no litoral norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. As principais vias de acesso à área desde Porto Alegre são as rodoviárias federais BR-290 e BR-101 e as rodoviárias estaduais RS-030 e RS-040.

substancialmente maior que em camadas de carvão não afetadas pelo calor. Além disso, as intrusões tiveram pouco efeito sobre a qualidade do gás.

Golab *et al.* (2007) analisaram amostras de carvão da mina Dartbrook na Austrália, coletadas em diferentes distâncias de intrusões, para determinar a extensão da alteração térmica. Os autores verificaram que a reflectância da vitrinita das camadas de carvão penetradas por diques modifica dramaticamente próximo das intrusões, alcançando valores máximos de reflectância de 7,0%, enquanto as zonas distantes da intrusão apresentam valores entre 0,8% e 1,8%. Stewart *et al.* (2005) e Rimmer *et al.* (2009) estudaram o efeito de uma intrusão ígnea ultramáfica sobre a geoquímica do carvão Springfield extraído numa mina ao sul do Estado de Illinois (USA). Os autores encontraram que a alteração ocorre numa espessura aproximada de 1,2 vezes a espessura do dique e inclui um aumento da reflectância de vitrinita de 0,7% para níveis superiores a 5,0%, acompanhada de perda de liptinitos e formação de vesículas de volatização.

A utilização de programas de modelagem em bacias de carvão tem sido uma ferramenta utilizada em vários estudos para a reconstrução da história térmica das bacias e/ou a simulação de geração de hidrocarbonetos. Hertle & Littke (2000) avaliaram valores de paleofluxos de calor e espessuras de sedimentos permo-carboníferos erodidos da Bacia do Saar (região produtora de carvão na Alemanha), utilizando o programa PetroMod para modelagem térmica numa dimensão (1D). Neste estudo, a história térmica, de soterramento e de erosão para 16 poços foi calibrada comparando dados de temperatura e reflectância de vitrinita medidos e calculados. Os autores conseguiram explicar a maturidade térmica dos sedimentos apenas por soterramento profundo e fluxos de calor moderado durante o tempo de soterramento máximo, ou seja, no permo-carbonífero. A influência do magmatismo Permo-Carbonífero na distribuição da paleotemperatura foi apagada pelo soterramento profundo subsequente. Durante o Permiano, entre 1800 e 3000 m de sedimentos Permo-Carboníferos foram erodidos.

Senglaub *et al.* (2006) realizaram um estudo na Bacia Saxony (Alemanha). Na parte sudoeste, foi observada que a maturidade da matéria orgânica é anormalmente elevada, atingindo valores de reflectância de vitrinita de até 4,56% enquanto nas áreas periféricas da bacia, no mesmo nível estratigráfico, a carbonização não

excede a etapa de linhito. Esta área coincide com uma anomalia magnética e gravimétrica positiva que tem sido interpretada como resultado de uma profunda intrusão ígnea (Maciço Bramsche). No entanto, os resultados obtidos a partir de modelagem numérica com o programa PetroMod não estão de acordo com este cenário. Em vez disso, um soterramento por aproximadamente quatro quilômetros de rochas do Cretáceo, atualmente erodidas, foi revelado como causa provável para a anomalia.

Alsaab *et al.* (2007, 2009) estudaram a história térmica da Bacia Donets (Ucrânia), para estimar a quantidade de hidrocarbonetos gerada a partir de carvão e modelar a migração de gás, visando melhorar a exploração na bacia. Usando o programa PetroMod, realizaram os modelos 2D e 3D com dados de mais de 30 poços. A modelagem da história de soterramento forneceu a estrutura física para simulação térmica e de geração de hidrocarbonetos. Os modelos foram calibrados modificando o fluxo de calor e a espessura da rocha erodida, até alcançar um ajuste satisfatório entre os indicadores térmicos medidos e simulados (% de reflectância da vitrinita e temperatura). Os modelos numéricos em 2D e 3D revelaram que muitos fatores controlaram a carbonização na Bacia Donets, incluindo episódios de soterramento e elevação, e um evento de aquecimento, provavelmente causado pela atividade magmática. Finalmente, encontraram que uma grande quantidade de hidrocarbonetos gasosos gerados durante a fase de carbonização nesta bacia foram diminuindo durante fases posteriores de erosão e soerguimento.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 A Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma extensa bacia intracratônica situada na parte centro-leste do continente sul-americano (Fig. 2), desenvolvida sobre crosta continental e incluindo porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, com uma área de cerca de 1.400.000 Km². A bacia é preenchida por sequências sedimentares e vulcânicas, com idades compreendidas entre o Ordoviciano e o Cretáceo, que podem atingir espessuras máximas em torno de 8000 m, no depocentro (Schneider *et al.*, 1974; Zalán *et al.*, 1991). Possui um formato alongado na direção NNE-SSW com comprimento aproximado de 1750 Km e largura média de 900 Km, sendo seu contorno atual definido por limites erosivos, relacionados, em grande parte, à história geotectônica meso-cenozóica do continente (Milani *et al.*, 2007a; Zalán *et al.*, 1991). Dois terços da superfície da bacia estão cobertas por lavas mesozoicas (Milani e Zalán, 1999).

Os limites da bacia são de natureza meramente erosional, sem influência de atividade tectônica e estão representados pela borda nordeste, localizada entre a zona de falha Guapiara e o Arco de Goiânia-Alto Parnaíba, e o limite noroeste, constituído pelo cinturão de dobramentos do Paraguai-Araguaia, o qual, provavelmente, agiu como barreira topográfica para a sedimentação (Zalán *et al.*, 1991).

Os limites erosivos de origem tectônica são os mais comuns, decorrentes da ação de grandes arcos ou soerguimentos (Fig. 2). Estes são constituídos pelo Arco de Assunção na borda oeste, feição criada no início do desenvolvimento da Bacia do Paraná, provavelmente, como resposta flexural da crosta aos primeiros movimentos orogênicos da margem ocidental da América do Sul; e o Arco de Goiânia-Alto Parnaíba ao norte, com direção NW-SE uma flexura com forte resposta aeromagnética, ao largo da qual foram intrudidos vários corpos alcalinos e kimberlíticos. No limite oriental na bacia, destaca-se o soerguimento da Serra do Mar, que se iniciou no Turoniano, prosseguindo até épocas recentes, sendo derivado de pulsos tectônicos recorrentes e afetando toda a região sudeste do Brasil (Zalán *et al.*, 1991).

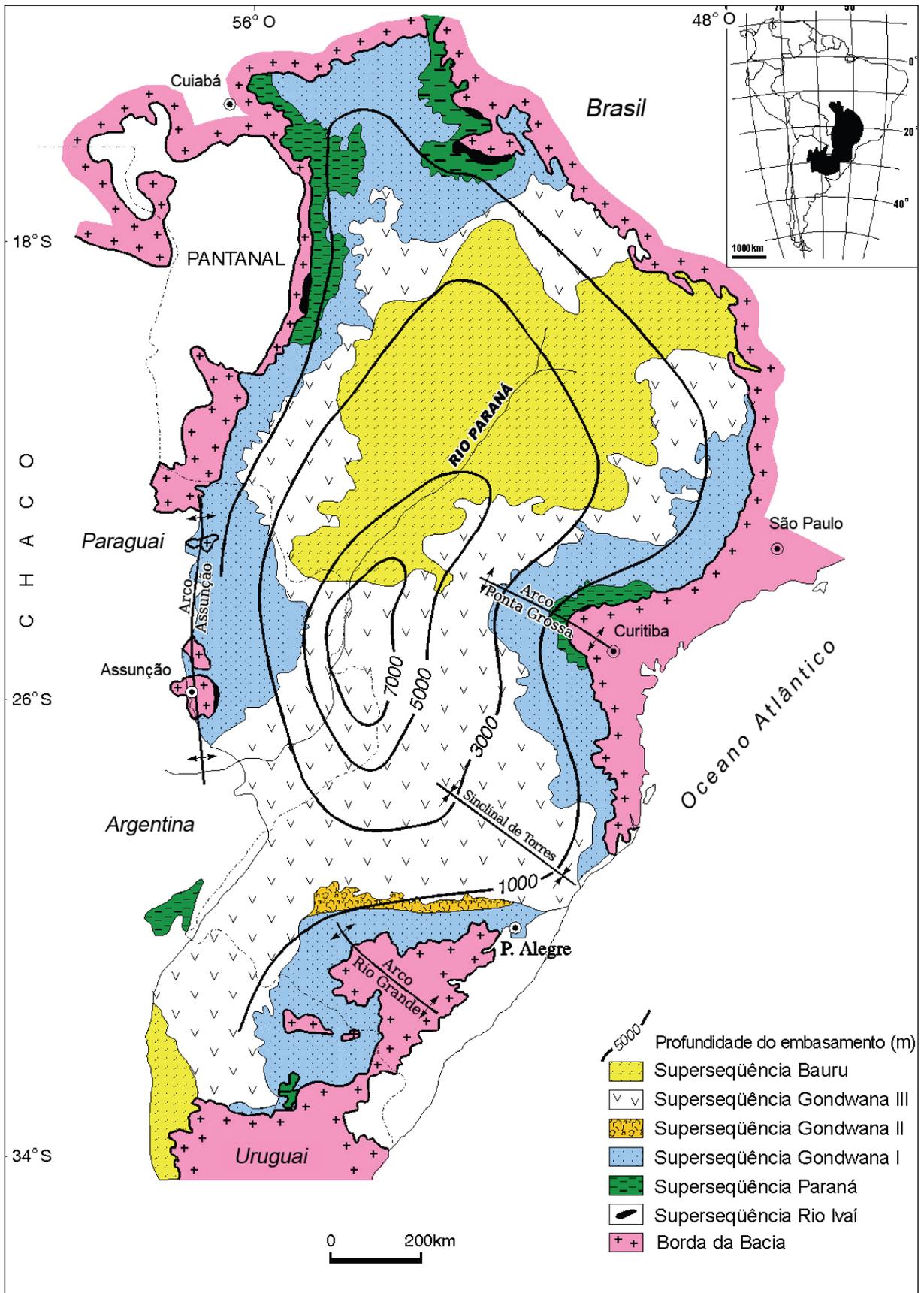


Figura 2. Geologia da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007b).

Existem outros dois arcos de direção NW de extrema importância na configuração da Bacia do Paraná, o Arco de Ponta Grossa e o Arco do Rio Grande, que criaram notáveis reentrâncias nos Estados do Paraná e Rio Grande do Sul, respectivamente (Zalán *et al.*, 1991). Para o norte, bem como para o sul, os estratos da Bacia do Paraná se sobrepõem às rochas cristalinas das províncias cratônicas no Embasamento Pré-Cambriano (Milani e Zalán, 1999).

A bacia tem sido objeto de estudo por diversos pesquisadores e, desde os trabalhos pioneiros de White (1908) até nossos dias, dezenas de classificações já se propuseram para sua rochas. Segundo Zalán *et al.* (1991), o conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná representa a superposição de pacotes depositados, no mínimo, em três diferentes ambientes tectônicos, decorrentes da dinâmica de placas que conduziu a evolução de Gondwana no tempo geológico. O autor, baseado na compilação de diversos trabalhos, com ênfase especial ao de Schneider *et al.* (1974), propõe cinco seqüências deposicionais principais para a Bacia do Paraná, que variam, em idade, do Ordoviciano ao Cretáceo.

Milani *et al.* (2007b) reconheceram no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis unidades alostratigráficas de segunda ordem ou Superseqüências, relatadas como pacotes de rochas depositados cada um deles em intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e limitados por superfícies de discordância de caráter interregional: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Fig. 2). As três primeiras superseqüências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível do mar no Paleozóico. As demais correspondem a pacotes de sedimentitos continentais com rochas ígneas associadas, com importantes lacunas aparecendo no registro estratigráfico (Fig. 3) (Milani, 2004).

Carta estratigráfica da Bacia do Paraná

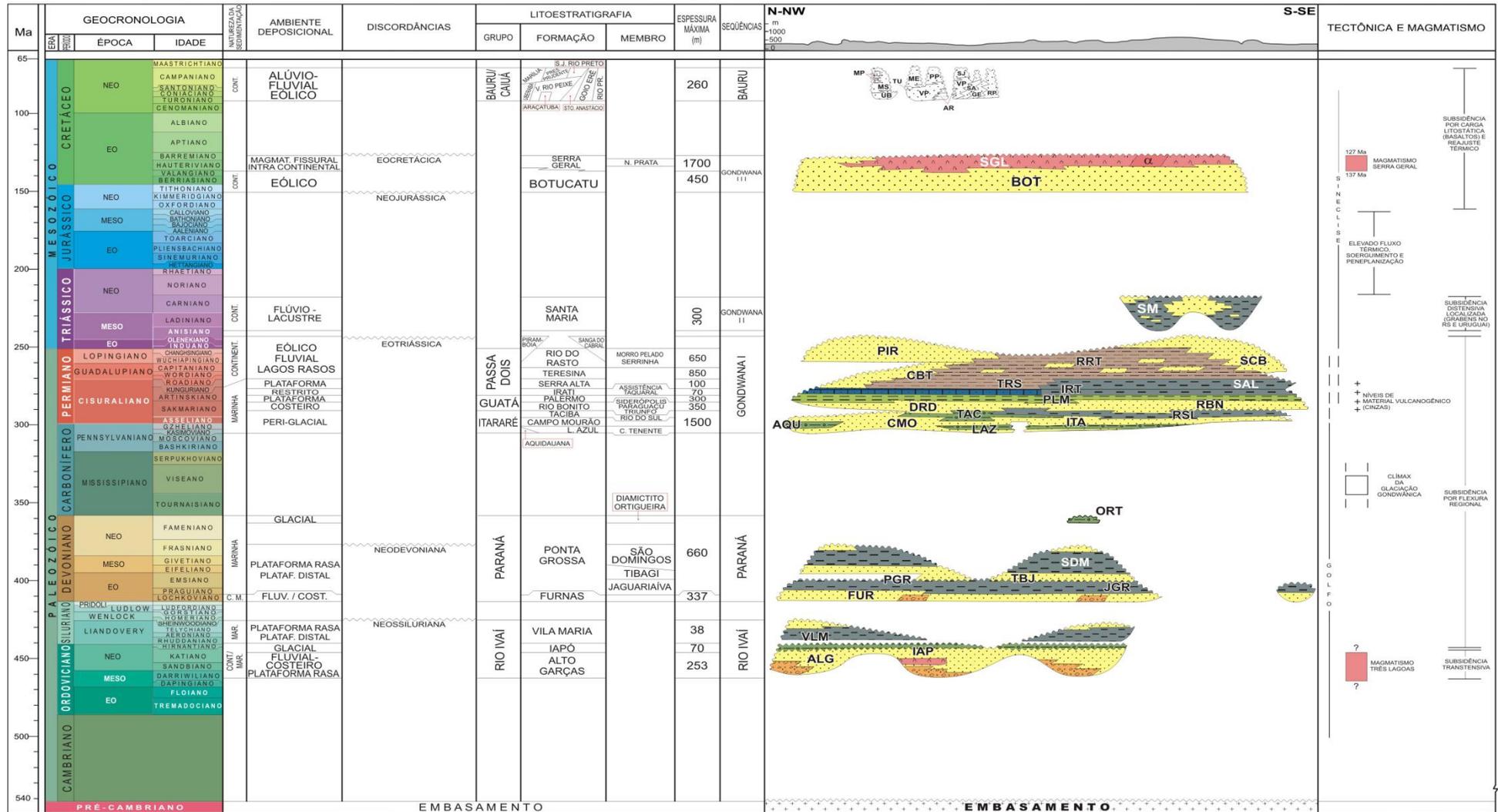


Figura 3. Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (modificado de Milani et al., 2007a).

2.2 Superseqüência Gondwana I e a Formação Rio Bonito

A Superseqüência Gondwana I engloba o maior volume sedimentar da Bacia do Paraná, exibindo, em subsuperfície, uma espessura total máxima da ordem de 2.500 m (Milani *et al.*, 2007a). Esta superseqüência inclui o Grupo Itararé (Formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba), Formação Aquidauana, Grupo Guatá (Formações Rio Bonito e Palermo), Grupo Passa Dois (Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Rio do Rasto) e as formações Pirambóia e Sanga do Cabral (Milani *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2007a, 2007b).

A Superseqüência Gondwana I representa um ciclo transgressivo-regressivo completo que inicia com o Grupo Itararé, passa pelo Grupo Guatá (transgressão máxima) e culmina com a transição (Grupo Passa Dois) e sedimentação eminentemente continental das Formações Rio do Rasto (topo do Grupo Passa Dois) e Formação Pirambóia (Milani *et al.*, 2007a).

O Grupo Guatá, formado pelas Formações Rio Bonito e Palermo, é constituído por sedimentos situados entre o topo do Grupo Itararé até a base da Formação Irati. O Grupo Guatá representa a porção mediana da Superseqüência Gondwana I e resulta de depósitos transgressivos que sucedem à fase glaciogênica (representada pelo Grupo Itararé). A máxima inundação do ciclo transgressivo é marcada pelo horizonte pelítico da Formação Palermo (Milani, 2004).

O Grupo Passa Dois representa uma fase de regressão e continentalização da sedimentação que sucedeu a forte transgressão do período anterior (representado pelo Grupo Guatá). A Formação Irati apresenta contato inferior concordante e transicional com a Formação Palermo. Esta seção regressiva, que encerra a Superseqüência Gondwana I, inclui unidades do Permiano Superior e Triássico Inferior (Grupo Passa Dois e Formação Pirambóia) (Milani *et al.*, 2007a).

A Formação Rio Bonito, onde se localizam os processos em estudo, está inserida na Superseqüência Gondwana I. Sua posição cronoestratigráfica, considerando toda Bacia do Paraná, é do neosakmariiano ao neokunguriano. A Formação Rio Bonito, é pertencente ao Grupo Guatá, sendo constituída predominantemente por arenitos nas porções inferior e superior e por siltitos e folhelhos contendo camadas de carvão e

calcários e algumas intercalações de arenitos na sua porção média. As camadas de carvão apresentam espessuras variando de alguns centímetros até 2 metros. Intercalados nas camadas de carvão encontram-se arenitos, siltitos, folhelhos carbonosos, calcários e conglomerados, representando, no conjunto, o resultado de uma sedimentação costeira, transicional, progressivamente afogada para o topo pelo mar progradante, no qual se origina a Formação Palermo sobreposta (Milani *et al.*, 2007a).

Litologicamente, a Formação Rio Bonito é constituída por camadas de carvão associadas a pelitos cinza escuros a pretos, carbonosos ou com restos vegetais. Seu contato com a Formação Palermo é concordante, sendo que alguns autores consideram apenas as fácies continentais e transicionais como pertencentes à Formação Rio Bonito, colocando as fácies de origem marinha na Formação Palermo (CPRM, 2008). Segundo Holz *et al.* (2000), na Formação Rio Bonito identificam-se seis parasequências, com as camadas de carvão ocorrendo nas parasequências 2, 3, 4, e 5 (Kalkreuth *et al.*, 2008).

2.3 Superseqüência Gondwana III e magmatismo Serra Geral

A Superseqüência Gondwana III é uma sequencia formada em ambiente continental de idade Jurássica-Eocretácica que agrupa as rochas sedimentares eólicas de ambiente árido da Formação Botucatu e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Milani *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2007a). Esta Superseqüência é limitada por duas discordâncias de caráter regional: uma basal, que corresponde à vasta superfície de deflação eólica considerada como um prolongado período de interrupção na sedimentação; e uma superior, marcada pelo final do episódio vulcânico.

A Formação Serra Geral corresponde a um evento magmático de lavas basálticas e ácidas, de imenso volume, extravasado em áreas cratônicas continentais. Este pacote vulcânico, também denominado em seu conjunto de Província Magmática Paraná-Entedeka, possui um volume estimado de 800.000 km³ (CPRM, 2008). O evento traduziu-se por uma espessa cobertura de lavas, a partir de uma intrincada rede de diques que corta a seção sedimentar, combinada com múltiplos níveis de soleiras intrudidas segundo os planos de estratificação dos sedimentitos

paleozóicos. Praticamente nenhuma região da bacia foi poupada pela invasão magmática e, hoje, após mais de 130 Ma de retrabalhamento erosivo, ainda restam cerca de três quartos da área total da bacia recobertos por rochas da Formação Serra Geral, com uma espessura remanescente aproximada 2.000 m na região do Pontal do Paranapanema, SP (Milani *et al.*, 2007a).

Os derrames basálticos da Formação Serra Geral são interpretados como resultado da passagem da pluma termal de Tristão da Cunha, durante os estágios precursores ou iniciais do rifteamento (Jackson *et al.* 2000). O enxame de diques da Bacia do Paraná é bem evidente em mapas de anomalias magnéticas e forma os canais alimentadores dos derrames basálticos. Particularmente ao longo dos estados de Santa Catarina e Paraná, os diques apresentam direção NW–SE e estão associados a arcos regionais, como o de Ponta Grossa (Mohriak, 2003).

O magmatismo da Formação Serra Geral, é dominado por basaltos e andesitos basálticos de afinidade toleítica (>90%), com quantidades menores de riolitos e riolacitos. As unidades ácidas descritas genericamente como riolitos (>64 wt% SiO₂) ocorrem intercalada no topo da sequência vulcânica. Nas rochas básicas (rochas vulcânicas e intrusivas correlatas) ocorre uma diferenciação geoquímica em termos do conteúdo de TiO₂: (i) basaltos alto Ti, composto por basaltos ricos em TiO₂ (>2,2 wt%) e em elementos incompatíveis, ocorrendo na parte sul da província vulcânica e, (ii) basaltos baixo Ti, basaltos pobres em TiO₂ (<2,0 wt%) e em elementos incompatíveis, praticamente restritos ao norte da bacia (Bellieni *et al.*, 1984; Peate *et al.*, 1992).

A ocorrência de bimodalidade petrológica relacionada com distribuição espacial instigou a construção de diferentes modelos para a formação e origem do magmatismo da Bacia do Paraná, mas, atualmente, existe o consenso de que ocorre uma participação crustal na forma de fusão e assimilação, ao menos, em parte da sequência e que lineamentos estruturais transcrustais condicionam o magmatismo (CPRM, 2008).

Geocronologicamente, com base em dados de ⁴⁰Ar-³⁹Ar, as idades determinadas para as rochas magmáticas Serra Geral variam entre 137 a 127 Ma. Milani *et al.* (2007a) e Brückmann *et al.* (2014) resumem idades obtidas em vários trabalhos

usando o método ^{40}Ar - ^{39}Ar : Renne *et al.* (1992) estimaram uma idade de 133 ± 1 Ma para o magmatismo, com duração aproximada de 1 Ma. Já os resultados de Turner *et al.* (1994) demonstraram uma distribuição de idades decrescente a partir $137,8 \pm 0,7$ Ma, para níveis da base da cobertura vulcânica no Estado de São Paulo, e até $126,8 \pm 2,0$ Ma em amostras de superfície do Uruguai. Diques com direção NW-SE, incluídos no conjunto do Arco de Ponta Grossa, resultaram em idades de $134,1 \pm 1,3$ Ma e $130,5 \pm 2,8$ Ma, enquanto outros de orientação NE-SW, mostraram idades entre $133,3 \pm 1,7$ Ma e $129,4 \pm 0,6$ Ma. Mincato (2000) apresentou idades entre 133,9 e 130,36 Ma e duração do magmatismo de 3,5 Ma, enquanto os resultados de Thiede e Vasconcellos (2010) indicaram pico de atividade vulcânica em $134 \pm 0,6$ Ma e duração total aproximada de 1,2 Ma.

Brückmann *et al.* (2014) concluíram, a partir de datações U-Pb (SHRIMP) de zircões magmáticos do Grupo Serra Geral, que o tempo de duração do magmatismo na província vulcânica Paraná foi de 16 Ma (muito maior do que considerado em trabalhos anteriores) e que o pico de efusão de basaltos e riolitos parece ter ocorrido perto de 134 Ma devido à grande quantidade de idades correlatas encontradas. Os mesmos autores assinalaram que as atividades vulcânicas ocorreram até 131 Ma (5 Ma de duração) com outros pulsos estendidos até 119 Ma.

2.4 Depósitos de carvão no Rio Grande do Sul

Os depósitos de carvão fóssil do Brasil estão situados nos Estados de Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Cerca de 88% dos recursos localizam-se no Rio Grande do Sul, onde são hoje conhecidas sete grandes jazidas de carvão, a saber, de sudoeste para nordeste: Candiota, Capané, Iruí, Leão, Charqueadas, Morungava-Chico Lomã e Santa Terezinha (Aboarrage & Lopes, 1986; Pereira *et al.*, 1998).

As camadas de carvão estão atribuídas à formação Rio Bonito, situada estratigraficamente na porção inferior do pacote de rochas sedimentares da Bacia do Paraná, de idade Permiana (Holz e Kalkreuth, 2004; Pereira *et al.*, 1998). A maioria das jazidas apresenta linhas de afloramentos de camadas de carvão próximas à borda atual da bacia do Paraná e mergulham sob as unidades sobrepostas das mesmas e/ou derrames das rochas basálticas, com exceção da parte leste da jazida Morungava/Chico Lomã, e a totalidade da jazida Santa Terezinha, que se encontram

sob cobertura de sedimentos Cenozóicos da planície costeira. A profundidade das camadas varia de nula até cerca de 1.200 m. Na jazida Santa Terezinha tem-se coberturas mínimas ao redor de 500 m, indo até valores máximos por volta de 800 m (Pereira *et al.*, 1998).

No Rio Grande do Sul, em especial, é possível verificar o controle paleotopográfico que o Embasamento Cristalino exerceu sobre as camadas e jazidas de carvão. As irregularidades do embasamento não foram aplainadas e, em algumas situações, foram acentuadas pela erosão e tectônica contemporâneas. Os sedimentos da Bacia do Paraná não sofreram dobramentos regionais após a sua deposição. Sua conformação estrutural atual é essencialmente originada por falhamentos e pequenas dobras associadas, além de basculamentos de pequena amplitude, que movimentaram rochas pré-gonduânicas durante e após a deposição das rochas sedimentares. Os falhamentos constituem ainda os condutos para a intrusão de rochas básicas, frequentemente afetando a estrutura e a composição físico-química das camadas de carvão (Pereira *et al.*, 1998).

De uma maneira geral, pode-se dizer que o *rank* dos carvões variam de sudoeste para nordeste, de betuminoso alto volátil C até betuminoso alto volátil A. Localmente, encontram-se carvões antracitosos por efeito de intrusões básicas próximas. As camadas de carvão caracterizam-se pela heterogeneidade na estrutura vertical, mas também horizontal. Existem variações no perfil de cada camada, intercalando leitos mais ou menos ricos em matéria orgânica (principalmente vitrênio) com outros com pouca ou nenhuma matéria orgânica. Essas variações também são marcantes de camada para camada dentro de uma mesma jazida (Pereira *et al.*, 1998).

Outra generalização que pode ser feita refere-se ao conteúdo quase sempre alto de matéria inorgânica nos carvões brasileiros, devido tanto à heterogeneidade vertical, quanto à íntima associação, em nível microscópico, da matéria orgânica e inorgânica em muitos leitos e camadas de carvão. Além da já referida evolução geotectônica da Bacia do Paraná, como fator geológico primário, muitos outros fatores locais atuam determinando as variações encontradas. Sob o ponto de vista dos sistemas deposicionais, as camadas de carvão foram, em sua grande maioria, depositadas em ambiente de lagunas atrás de barreiras, numa costa dominada por ondas com influência de marés. Os teores de enxofre, altos em muitas camadas, foram

propiciados pelo ingresso de águas marinhas nas turfeiras por rompimento ou destruição das barreiras físicas. Algumas camadas e leitos de carvão foram depositados em planície deltaica ou planícies aluviais, ou mesmo em leques aluviais, mas são de importância secundária com relação às primeiras (Pereira *et al.*, 1998).

2.5 A jazida de carvão Santa Terezinha

A jazida Santa Terezinha situa-se na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. Possui uma área superior a 1.000 km², com os limites oeste, norte e sul razoavelmente bem definidos, enquanto suas extensões para noroeste, sob cobertura dos derrames basálticos, e para leste, na plataforma continental, são ainda desconhecidas. Foi descoberta em 1979 pela equipe da CPRM, através da combinação de critérios geológicos, métodos geofísicos e furos de sonda, já que o carvão não aflora em nenhum ponto da jazida, estando sob coberturas mínimas de 500 metros na porção sul a mais de 950 metros na região norte (Aboarrage & Lopes, 1986; Paula *et al.*, 1989; Pereira *et al.*, 1998).

Os limites em subsuperfície são demarcados pelo acunhamento das camadas de carvão, identificando-se sete camadas, das quais as de maior interesse econômico são a ST₅, ST₆ e ST₄, esta última nitidamente mais relevante. A importância da jazida está nas propriedades coqueificantes de seus carvões, além de baixos teores de enxofre e maior rendimento previsível em processos de beneficiamento, no caso da ST₄, em relação a outras camadas brasileiras. Os recursos totais conhecidos são 4.283 x 10⁶ t, com 1.863 x 10⁶ t na camada ST₄ (Aboarrage & Lopes, 1986; Paula *et al.*, 1989; Pereira *et al.*, 1998).

Levandowski (2009) descreveu a sequência do poço CBM-001-ST-RS (Fig. 4), pertencente à jazida Santa Terezinha, em função da textura, litologia, cores e estruturas sedimentares. A profundidade atingida pelo poço foi de 638,35 m, sendo os primeiros 350 m constituídos por sedimentos inconsolidados. Os seguintes 144 m não foram recuperados, devido a problemas na operação de sondagem. A partir dos 494 m aparecem as formações Serra Alta (constituída por siltitos cinza claro a cinza escuro e arenitos finos), Irati (siltitos escuros, arenitos finos, lâmina fina de tonstein e diabásio), Palermo (arenitos finos) e Rio Bonito. A Formação Rio Bonito, no local, encontra-se a uma profundidade aproximada 575 m, enquanto que o primeiro

intervalo de carvão aparece a aproximadamente 605 m de profundidade. O carvão possui uma espessura acumulada de 7,41 m, intercalado, na maioria das vezes, com siltitos, registrando-se a presença de intrusões vulcânicas entre as camadas do topo. O intervalo estudado é constituído por 12 camadas de carvão e folhelhos carbonosos com espessuras individuais de 0,16 até 1,77 m.

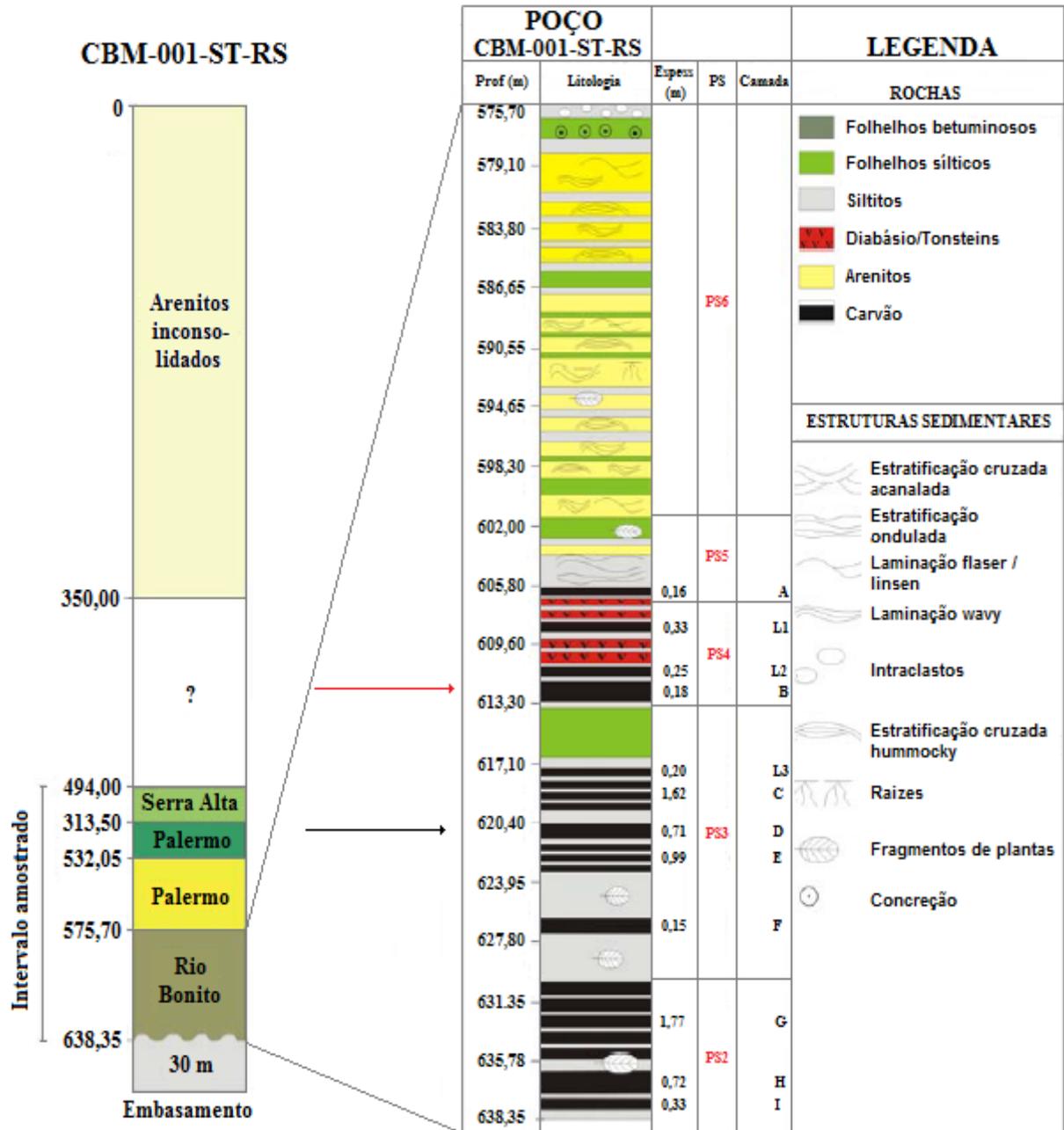


Figura 4. Log da litologia e distribuição das camadas de carvão do poço CBM-001-ST-RS, com identificação das parasequências (modificado de Levandowski, 2009).

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 Carbonificação do carvão e sua relação com a atividade magmática

Os processos de transformação, principalmente bioquímicos e físico-químicos, responsáveis pela conversão de turfa em carvão são atingidos durante o soterramento, simultaneamente com o incremento de temperatura, pressão, e condições tectônicas (Flores, 2013). Os fatores bioquímicos desempenham um papel fundamental no primeiro estágio da carbonificação. Com o aumento da profundidade, unicamente fatores físico-químicos influenciam a formação do carvão, tendo como fator mais importante a temperatura (Krevelen, 1961).

O incremento da temperatura que é aplicada, direta ou indiretamente, à turfa (ou ao carvão) durante o soterramento é o mecanismo de carbonificação comumente mais aceito. O gradiente geotérmico é a taxa de aumento da temperatura por unidade de profundidade na terra, a partir do fluxo de calor do núcleo, e, em geral, está na faixa de 30 a 50 °C por Km, porém, não é constante. O calor pode ser aplicado indiretamente por um aumento da temperatura, relacionado com o paleogradiente geotérmico da terra e a paleocondutividade térmica de rochas, em função do aumento da profundidade de soterramento. A aplicação direta de calor pode ser a partir de fluidos termais e corpos ígneos intrusivos (Fig. 5) (Flores, 2013). As rochas ígneas plutônicas podem exercer forte influência regional, já o metamorfismo de contato resultante do vulcanismo tem sido de significância tão localizada que não é considerado como tendo um efeito na carbonificação em geral (Krevelen, 1961).

Os corpos ígneos intrusivos possuem um papel importante na carbonificação regional e local, particularmente em áreas vulcanicamente ativas (Flores, 2013). A intrusão de magma nas camadas de carvão produz sua queima e perda considerável de voláteis por efeito do calor, podendo causar o aumento localizado no *rank* dos carvões, tornando-os, em certas circunstâncias, atrativos para exploração. Essa melhora das camadas de carvão é uma característica comum nas áreas com atividade ígnea (Renton, 2013; Thomas, 2002). As intrusões também podem afetar o potencial de geração de gás metano (*CBM*) das camadas de carvão ao colocá-las brevemente na janela de geração de gás termogênico (Yao *et al.*, 2011). O gás metano expulso durante a intrusão pode ser acumulado em arenitos porosos

intercalados ou sobrepostos, possibilidade que deve ser avaliada nos estudos preliminares de uma jazida de carvão intrudida (Thomas, 2002).

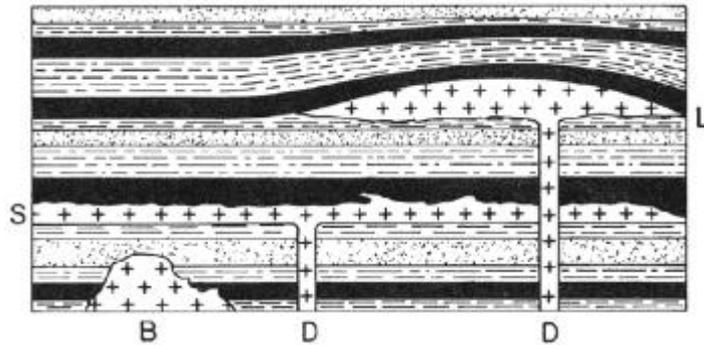


Figura 5. Exemplo de intrusões ígneas em camadas de carvão. B = batólito, L = lacólito, S = soleira, D = dique. O batólito aparece como uma massa grande e irregular. Os lacólitos aparecem como corpos em forma de lente formados quando a pressão exercida pela intrusão é suficiente para forçar as camadas acima dela na forma de arco. As soleiras formam-se quando o magma se espalha na forma de finas folhas ao longo do plano de estratificação. Finalmente, os diques são intrusões mais ou menos verticais formadas pelo preenchimento de fraturas com magma (Flores, 2013).

Os efeitos térmicos gerados a partir da intrusão de um corpo magmático estão associados a processos petrológicos, tais como correntes de convecção de fluidos, cristalização e reações químicas entre a intrusão ígnea e a rocha encaixante, além de processos como fraturamento hidráulico e sobrepressão. A transferência de calor de um corpo ígneo para as suas adjacências causa metamorfismo de contato. Devido ao fato de magmas de caráter básico não possuírem geração significativa de calor interno (i.e. radioatividade), as intrusões basálticas resfriam em intervalo relativamente curto de tempo, o que depende da espessura dos corpos e da profundidade onde se encontram (Kjeldstad *et al.*, 2004).

Numerosas explorações geológicas demonstram que as intrusões magmáticas podem aumentar o gradiente geotérmico nas bacias sedimentares, acelerando a maturação térmica da matéria orgânica contida nos estratos sedimentares, e promovendo a geração de hidrocarbonetos. Elas também pode ser benéficas para a migração e acumulação de petróleo e gás, fornecendo-lhes caminhos, reservatórios, e trapeamentos. Portanto, é de grande importância estudar o efeito térmico de intrusões ígneas em rochas hospedeiras ricas em matéria orgânica (Wang *et al.*, 2012).

3.2 Mecanismos de transferência de calor

A transferência de energia através de fluxo de calor não pode ser medida diretamente. A partir do momento em que existir uma diferença de temperatura no sistema, um mecanismo de fluxo de calor será iniciado, da região de maior temperatura para a região de menor temperatura (Serth & Lestina, 2014). O conhecimento dessa diferença, ou gradiente, de temperatura num dado sistema é primordial nos estudos de distribuição de calor através de meios como a crosta ou o manto terrestres (Salgado, 2007).

O calor interno da Terra é transmitido para a superfície através de três mecanismos principais: condução, convecção e radiação (Fig. 6). A condução de calor é o mecanismo dominante na litosfera terrestre. Não obstante, existem duas exceções: (1) se a permeabilidade hidráulica do material crustal é suficientemente elevada, a convecção de calor impulsionada por advecção pode ser um mecanismo de transferência igual ou até mais eficiente, como é frequente no caso de bacias sedimentares, ou mesmo em rochas cristalinas; (2) a temperaturas superiores a 600°C , a radiação de calor começa a contribuir consideravelmente para a transferência de calor total na maioria dos materiais policristalinos, mas é realmente eficiente só acima dos 1200°C . Entretanto, a condução é o mais importante mecanismo no processo de distribuição de calor na maioria das situações geológicas, por exemplo, na intrusão de corpos basálticos hipabissais pouco espessos na crosta terrestre. (Clauser & Huenges, 1995).



Figura 6. Mecanismos de transferência de calor (Incropera *et al.*, 1998). " T é a temperatura dos meios e q o fluxo de calor.

A condução de calor é um processo difusivo onde ocorre uma troca de energia a partir da região de maior temperatura em direção à região de menor temperatura por meio da propagação de colisões entre moléculas vizinhas, em meio sólido ou líquido, e encontra-se envolvido em praticamente todos os processos de transferência de calor (Allen & Allen, 2005; Serth & Lestina, 2014). A transferência de calor por convecção, que descreve os efeitos combinados de convecção (movimento vertical) e advecção (movimento horizontal), refere-se à transferência de calor que ocorre entre uma superfície e um fluido (líquido ou gás) em movimento enquanto as temperaturas do sólido e do fluido forem diferentes (Incropera *et al.*, 1998). A radiação está associada à transmissão de energia através da propagação de ondas (radiação eletromagnética), emitidas por todas as substâncias, devido à agitação molecular e atômica intrínseca à sua energia interior, como é o caso da energia transferida à Terra pelo Sol (Siegel, 2001).

A teoria matemática da condução de calor ou lei de Fourier, desenvolvida no século XIX por Joseph Fourier, explica a condução de calor. A lei de Fourier declara que q_x , ou fluxo de calor por unidade de área e por unidade de tempo, em um ponto, em um meio, é diretamente proporcional ao gradiente de temperatura deste ponto. Para um objeto unidimensional que apresenta uma distribuição de temperatura $T(x)$, a equação do fluxo de calor é dada pela equação 1 (Incropera *et al.*, 1998):

$$q_x = -\lambda_x \frac{dT}{dx} \quad \text{Eq. 1}$$

O fluxo térmico q_x (W/m^2) é a taxa de transferência de calor na direção x por unidade de área perpendicular à direção da transferência e é proporcional ao gradiente de temperatura dT/dx , nesta direção. O parâmetro λ_x é uma propriedade de transporte conhecida como condutividade térmica ($W/m.K$), é inerente ao material constituinte do meio e representa uma constante de proporcionalidade. O sinal negativo é uma consequência do fato do calor ser transferido na direção de menor temperatura (Incropera *et al.*, 1998). Nas condições de estado estacionário (Fig. 7), com a distribuição de temperaturas linear; as equações 2 e 3 servem para expressar o gradiente de temperatura e o fluxo térmico, respectivamente (Incropera *et al.*, 1998).

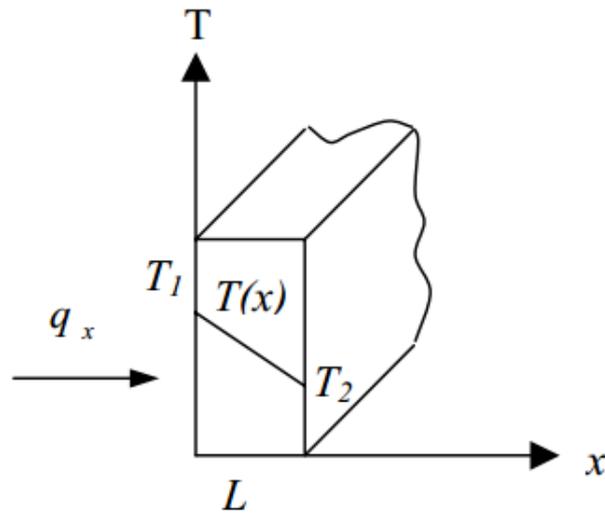


Figura 7. Transferência unidimensional de calor por condução (Incropera *et al.*, 1998).

$$\frac{dT}{dx} = \frac{T_2 - T_1}{L} \quad \text{Eq. 2}$$

$$q_x = -k\lambda_x \frac{T_2 - T_1}{L} = -\lambda_x \frac{dT}{dx} \quad \text{Eq. 3}$$

A Lei de Fourier, conforme descrita pela equação 1, deixa implícito que o fluxo térmico é uma grandeza direcional. A direção do fluxo térmico será sempre normal a uma superfície com temperatura constante, conhecida como superfície isotérmica. Sendo assim, tem-se a equação 4, já em 3 dimensões, para a Lei de Fourier, onde ∇ é o operador vetorial gradiente, $T(x, y, z)$ representa o campo escalar de temperatura em coordenadas cartesianas, e k é um tensor 3x3 (King, 2003).

$$q = -k\nabla T = -\left(k_x \frac{\partial T}{\partial x} + k_y \frac{\partial T}{\partial y} + k_z \frac{\partial T}{\partial z}\right) \quad \text{Eq. 4}$$

3.3 Modelagem de calor em bacias sedimentares

A modelagem de bacias é uma técnica para a compreensão de processos físicos e químicos que causam a geração de gás e petróleo nas bacias sedimentares. Permite a reconstrução da história térmica e de soterramento de uma bacia sedimentar através do tempo, entendendo assim a maturação das rochas e os processos de expulsão e migração (Al-Hajeri *et al.*, 2009). Para reconstruir a evolução das bacias sedimentares, a modelagem de bacias aplica algoritmos matemáticos a dados

sísmicos, estratigráficos, paleontológicos, petrofísicos, de sondagem e outros dados geológicos.

Aspectos como tipo de sedimento, composição, estruturas primárias e arquitetura interna, podem ser sintetizados na história de preenchimento de uma bacia. Isso pode revelar como a bacia foi formada, como os sedimentos foram transportados ou precipitados, e revelar fontes de sedimentos. A análise de bacias sedimentares é muitas vezes realizada através do uso de reflexão sísmica e dados de poços ou dados de campo, sendo as ferramentas mais importantes na análise os mapas geológicos, estratigrafia, geocronologia, e estratigrafia de seqüências, em que várias seqüências sedimentares estão relacionadas com mudanças abrangentes no nível do mar e aporte de sedimentos (Al-Hajeri *et al.*, 2009).

Em essência, a modelagem de bacias sedimentares acompanha a evolução de uma bacia ao longo do tempo, enquanto preenche de fluidos e sedimentos que podem, eventualmente, gerar ou conter hidrocarbonetos. A modelagem de bacias reúne vários processos dinâmicos, incluindo a deposição de sedimentos, falhamentos, enterramento, cinética de maturação do querogênio e fluxo de fluido multifásico. Estes processos podem ser examinados em vários níveis, e a complexidade normalmente aumenta com a dimensionalidade espacial. No caso mais simples, a modelagem 1D propicia o exame da história de enterramento, térmico e do fluxo térmico ao longo do tempo em um local pontual. A modelagem 2D, quer no mapa ou secção transversal, pode ser usada para reconstruir e geração de gás e petróleo, e a migração e a acumulação ao longo de uma secção transversal. A modelagem 3D reconstrói os sistemas em escalas de reservatórios e bacias e tem a capacidade de exibir a saída em 1D, 2D ou 3D, e através de tempo. Se a dimensão de tempo é incluída, a modelagem pode ser considerada 4D (Al-Hajeri *et al.*, 2009).

A utilização de modelagem de bacias não se restringe a análise de bacias regionais em fases preliminares de exploração. Pode ser estendido para desenvolvimento do campo e avaliação de etapas, para ajudar a reduzir ainda mais o risco sobre o plano de desenvolvimento e sobre a economia global do projeto, contribuindo de forma decisiva para uma estimativa imparcial do valor da oportunidade (BeicipFranlab, 2013).

4. METODOLOGIA DE ESTUDO

4.1 Pesquisa bibliográfica

Nesta etapa foi realizado o levantamento e análise de material publicado sobre o tema de pesquisa. Foi determinado o estado da arte através de literatura publicada sobre o efeito das intrusões ígneas sobre camadas de carvão e bacias sedimentares em geral. Foram estabelecidas as bases teóricas sobre o tema e foi verificado como o problema vem sendo pesquisado do ponto de vista metodológico, com enfoque nos métodos aplicados, fatores que afetam os resultados e procedimentos empregados para analisá-los.

4.2 Amostragem

Foram coletadas amostras em cinco sondagens da jazida Santa Terezinha (Tab. 1), uma das quais pertencente ao acervo do Laboratório de Análises de Carvão e Rochas Geradoras de Petróleo do Instituto de Geociências da UFRGS cuja sondagem foi realizada no ano de 2007. As quatro restantes foram coletadas junto à Companhia de Pesquisas em Recursos Minerais (CPRM), como resultado de projetos de pesquisa para carvão mineral, executados nas décadas de 70 e 80.

Tabela 1. Listagem dos furos de sondagem localizados na área da jazida de Santa Terezinha usados na pesquisa.

Sondagem	Coordenadas		Profundidade (m)	Empresa
	Coord. S	Coord. E		
CBM001-ST-RS	6687525	578425	638,35	UFRGS
2TG-54-RS	6690631	579161	723,00	CPRM
2TG-93-RS	6703501	575394	935,80	CPRM
2TG-97-RS	6696915	584070	765,00	CPRM
2TG-100-RS	6694780	577810	836,45	CPRM

A partir do furo CBM001-ST-RS armazenado no Laboratório de Análises de Carvão e Rochas Geradoras de Petróleo, foram coletadas três amostras de diabásio (duas nas bordas e uma na porção central de uma intrusão). Os intervalos de carvão foram analisados petrograficamente em trabalhos prévios (Kalkreuth *et al.*, 2008; Levandowski, 2009) para caracterizar os carvões desde o ponto de vista da análise

de macerais e determinação do grau de carbonificação (*rank*) utilizando a técnica da reflectância da vitrinita (Fig. 8).

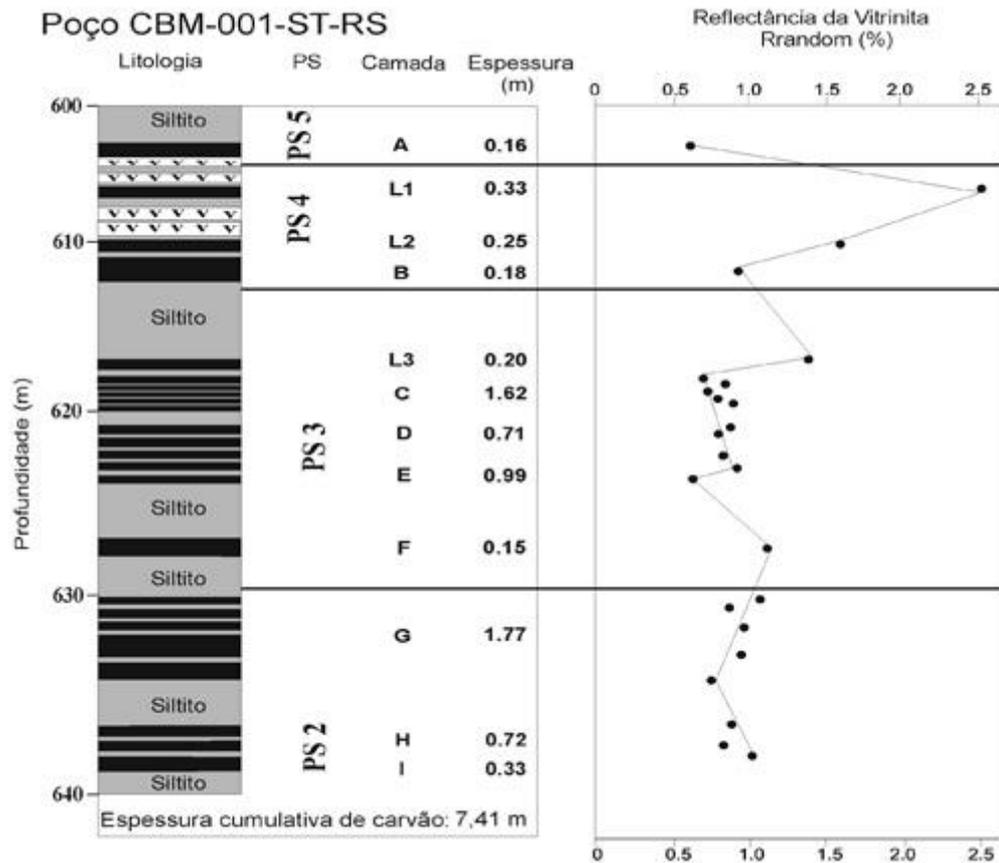


Figura 8. Distribuição das camadas de carvão no poço CBM001-ST-RS, limites de paraseqüências, espessura das camadas, composição das camadas em termos de grupos de macerais, reflectância da vitrinita (modificado de Kalkreuth *et al.*, 2008).

As sondagens do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), armazenados na Litoteca Regional de Caçapava do Sul, foram selecionadas a partir dos perfis descritivos disponibilizados na página da CPRM. Neste caso coletaram-se amostras de diabásio nas bordas e na porção central das intrusões, bem como amostras das rochas sedimentares encaixantes, neste caso, a cada dois metros, contados a partir do contato com as intrusões, até completar espessura equivalente à espessura da intrusão em direção ao topo e à base do perfil.

4.3 Trabalhos de laboratório

4.3.1 Análise petrográfica das intrusões de diabásio

Foram selecionadas quatorze amostras destinadas às análises petrográficas ao microscópio polarizador e de microsonda eletrônica, três correspondentes aos poços 2TG-54-RS, 2TG-93-RS, 2TG-97-RS, 2TG-100-RS, e duas ao poço CBM001-ST-RS na zona central e nas bordas das intrusões.

4.3.2 Análises por Microsonda Eletrônica

Foram realizados estudos de química-mineral de clinopiroxênios (augita/pigeonita) de amostras de diabásio no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS, utilizando-se o equipamento Cameca SXFive com WDS (Wavelength-Dispersive X-Ray Spectroscopy) em condições de tensão de aceleração de 14.8kV e corrente de feixe de elétrons de 15nA. A seção delgada foi metalizada com carbono em câmara de vácuo.

O objetivo deste tipo de análise foi determinar a temperatura mínima de equilíbrio e cristalização do magma, através de geotermômetros conhecidos. Grãos de olivina, ocasionalmente presentes e de temperatura mais elevada mostraram-se extremamente alterados e inadequados, sendo provavelmente resultantes de cristalização em condições intratelúricas, não condizentes com a interação entre o magma e as rochas encaixantes.

As análises foram apoiadas no espectro WDS dos grãos de piroxênio, o que permitiu discriminar entre pigeonitas e augitas. Os óxidos selecionados para as análises dos cristais de piroxênio foram K_2O , FeO total, Na_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO, CaO, Cr_2O_3 , MgO e SiO_2 , com tempo de leitura individual aproximado de 120 s. Durante a análise, mediante um feixe de luz muito estreito, estimula-se a emissão de raios-X procedente dos elementos da superfície da amostra, a qual é detectada e analisada com um espectrômetro dispersivo de longitudes de onda (Skoog *et al.*, 2002).

Os materiais de referência utilizados nestas análises foram os padrões SPI (*Structure Probe, Inc.*) para microanálise (bloco 02753-AB), que inclui 53 minerais. As linhas espectrais, cristais analisadores, padrões analíticos e localidade dos padrões utilizados são listados na Tabela 2.

Tabela 2. Linhas espectrais, cristais analisadores e padrões analíticos utilizados para análises de microsonda eletrônica

Linha de emissão	Cristal	Padrão
Na K α	TAP	Jadeita
Al K α	TAP	Jadeita
Si K α	TAP	Jadeita
K K α	LPET	Sanidina
Ca K α	LPET	Diopsídio
Ti K α	LPET	Rutilo
Fe K α	LLIF	Hematita
Mn K α	LLIF	Rodonita
Mg K α	TAP	Diopsídio
Cr K α	LPET	Óxido de cromo

A fórmula estrutural dos piroxênios foi calculada com o auxílio do programa específico chamado PX-NOM (Sturm, 2002), que é um programa de cálculo que permite calcular fórmulas estruturais de piroxênio a partir de análises de microsonda eletrônica, designando os tipos de acordo com o esquema de classificação da IMA (*International Mineralogical Association*).

A determinação das temperaturas dos clinopiroxênios (augitas coexistentes com pigeonitas em amostras de diabásio) permitiu estimar a temperatura inicial do magma ao intrudir as encaixantes. As temperaturas foram obtidas usando o algoritmo QUILF95 de Andersen *et al.* (1993) para piroxênios, baseado no equilíbrio natural do intervalo de miscibilidade da assembleia dos dois piroxênios. Para determinar as temperaturas e avaliar o equilíbrio entre pigeonita e augita, a composição projetada das frações molares (X_{En} , X_{Wo} , X_{Fs}) de cada análise de piroxênio de cada diabásio foi utilizada em QUILF95, mantendo X_{En} , X_{Wo} e a pressão fixada em 0,5 GPa, permitindo ao programa calcular temperatura, X_{En} e X_{Wo} do piroxênio coexistente. O esquema de projeção de óxidos oferecido pelo programa QUILF95 foi usado para calcular as frações molares dos membros extremos. O uso de pressão equivalente a 0,5 GPa foi baseado em trabalhos prévios (Cathey & Nash, 2009), onde foi determinado o efeito do uso de pressões menores, que correspondem a pequeno aumento na temperatura calculada como função do decaimento da pressão, mas em magnitudes de pequena monta (dois a três graus

ao longo do intervalo de 0,3-0,8 GPa) em comparação com as incertezas globais de temperatura, estimadas em ± 25 °C.

4.3.3 Análises por Difração de Raios-X (DRX) de argilominerais das rochas sedimentares encaixantes

Foi realizada a caracterização mineralógica da fração <4 μm dos argilominerais de rochas sedimentares encaixantes através de DRX, sendo selecionadas 6 amostras das sondagens 2TG-93-RS, 2TG-97-RS, 2TG-100-RS e 7 da sondagem 2TG-54-RS, distribuídas entre o contato intrusivo e uma profundidade equivalente à espessura da intrusão, em direção ao topo e à base da o furo.

As lâminas orientadas foram preparadas a partir de amostras pulverizadas e desagregadas, primeiramente no agitador orbital em meio líquido, durante 24 horas, e posteriormente com uso de ultrassom de ponteira por 5 minutos. Após a desagregação, foi realizado o fracionamento granulométrico das amostras em solução líquida, à temperatura constante para controlar a viscosidade, e acrescentado o defloculante hexametáfosfato de sódio, calculando-se o tempo de decantação necessário para a fração <4 μm , com base na Lei de Stokes.

As frações separadas, ainda em meio aquoso, foram concentradas, pipetadas e depositadas em lâminas de vidro, onde secaram a temperatura ambiente, garantindo que as lamelas de argilominerais ficassem orientadas como o eixo *c* na vertical. Preparam-se duas lâminas de cada amostra, uma para ser analisada seca (natural), sendo posteriormente glicolada, enquanto outra lâmina era calcinada a 550 °C durante duas horas em muffla.

A preparação das lâminas e análises por DRX foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios X do Centro de Estudos de Petrologia e Geoquímica (CPGq) da UFRGS. O equipamento utilizado foi um difratômetro Siemens Bruker-AXS D5000, com radiação $K\alpha$ em tubo de Cu e condições de 40 kV de voltagem e 25 mA de intensidade de corrente, lendo-se a faixa de 2 teta entre 2° e 28°. Para a interpretação dos difratogramas foi utilizado o programa DIFRAC-PLUS® (Anexos 1 a 4).

4.4 Modelagem térmica

Foram avaliadas as condições térmicas do poço CBM-001-ST-RS da jazida Santa Terezinha utilizando o programa TemisFlow, do Instituto Francês de Petróleo (IFP), aplicando-se a modelagem 1D que fornece uma perspectiva para a calibração do modelo.

O fluxo de trabalho consistiu no estabelecimento de dados geológicos, tais como litologias, espessura das camadas, história sedimentológica e geoquímica das rochas, fluxo de calor e gradiente geotérmico. Com tais dados foi possível a construção de um modelo sedimentar conceitual. Em seguida, foi aplicado o *backstripping*, que permitiu isolar os fatores que contribuíram para o preenchimento da bacia, além da carga sedimentar. Posteriormente, foi lançada uma simulação para reconstruir a história térmica em cenário 1D calibrando com dados de reflectância de vitrinita medida.

As idades das unidades geocronológicas foram estabelecidas de acordo com a carta estratigráfica oficial da PETROBRAS (Milani *et al.*, 2007a), enquanto que a litologia e espessura das unidades foram definidas a partir de dados do poço. O preenchimento litológico foi simplificado, usando 7 litologias básicas: arenitos, conglomerados, siltitos, folhelhos, carvão, diabásio e derrames basálticos. Os derrames basálticos são restritos à Formação Serra Geral, assim como os diabásios intrudidos nas Formações Rio Bonito e Irati, enquanto os carvões se localizam na Formação Rio Bonito. Aos outros horizontes foram aplicados misturas de arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados. Os parâmetros físicos das rochas (densidade, composição, condutividade térmica, capacidade calorífica, calor radiogênico) foram definidos, utilizando-se valores-padrão contidos nos arquivos do programa TemisFlow e dados de descrição de poços. A temperatura de cristalização das intrusões de diabásio foi definida a partir da análise de geotermometria de clinopiroxênios, utilizando algoritmo QUILF95 de Andersen *et al.* (1993). Para as camadas de carvão foram usados dados de caracterização geoquímica obtidos por Kalkreuth *et al.* (2008), Levandowski (2009) e Costa (2014).

Devido à quase inexistência de estudos relativos aos efeitos das variações eustáticas e registros paleobatimétricos para a Bacia do Paraná, optou-se por excluí-

los do cálculo de *backstripping*, sobretudo em vista do pequeno efeito se comparado com o carregamento sedimentar (Watts *et al.*, 1982).

Sobre o fluxo de calor, Hurter & Pollack (1995, 1996) determinaram valores de fluxo de calor de superfície para 56 locais da Bacia do Paraná variando de 40 mW/m² a 75 mW/m², com valores maiores e mais variáveis (50-70 mW/m²) ao longo da margem leste da bacia, na região sem cobertura basáltica. Já o fluxo de calor na parte central da bacia (40-50 mW/m²) é menor do que na borda e é mais uniforme. Os autores concluíram que o padrão observado provavelmente reflete a estrutura térmica da litosfera nesta região, desenvolvida na época em que os derrames basálticos foram gerados e extrudidos. Gomes (2009) indica que os valores de fluxo térmico para a Bacia do Paraná situam-se no intervalo de 40 a 100 mW/m², com valor médio de 67 ± 6 mW/m². Para o Estado do Rio Grande do Sul a média é de 69 mW/m², sendo os valores próximos a 80 mW/m² no Município de Torres.

Os gradientes geotérmicos na área sedimentar da Bacia do Paraná estão compreendidos entre 16 e 46 °C/Km com valor médio de 24 ± 4 °C/Km, com valores que variam entre 25 e 32 °C/Km no nordeste do Rio Grande do Sul (Gomes, 2009). Hamza & Eston (1981) e Hamza *et al.* (2005), propuseram taxas de aumentos de temperaturas na Bacia do Paraná de 33 °C/Km.

A modelagem térmica foi calibrada em função do conjunto de dados de reflectância de vitrinita. A calibração foi baseada na comparação dos dados medidos e calculados da reflectância de vitrinita aplicando o algoritmo cinético EASY%Ro (Sweeney & Burnham, 1990).

5. RESULTADOS

5.1 Carta de submissão do artigo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pesquisas em Geociências

Porto Alegre, 05 de março de 2015.

À

Alexmar Córdova-González e colaboradores

Venho comunicar o recebimento do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. O manuscrito será analisado quanto ao escopo, conteúdo e enquadramento nas normas de preparação, para que seja iniciado o processo de análise por pares.

Título: *Influência térmica de intrusões de diabásio nas camadas de carvão e rochas sedimentares encaixantes da jazida Santa Terezinha, Rio Grande do Sul.*

Autores: Alexmar Córdova-González, Ari Roisenberg & Wolfgang Kalkreuth.

Atenciosamente,

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Pesquisas em Geociências

Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia

Av. Bento Gonçalves, nº 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127

CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.

Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br

5.2 Artigo submetido

Influência térmica de intrusões de diabásio nas camadas de carvão e rochas sedimentares encaixantes da jazida Santa Terezinha, Rio Grande do Sul

Thermal influence of diabase intrusions into coal beds and sedimentary host rocks of the Santa Terezinha coalfield, Rio Grande do Sul

Alexmar CÓRDOVA-GONZÁLEZ¹, Ari ROISENBERG² & Wolfgang KALKREUTH³

¹*Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Campus do Vale. CEP: 91509900. Porto Alegre, RS - Brasil - Caixa-postal: 15001.*

²*Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, UFRGS.*

³*Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, UFRGS*

(alexmar.cg@gmail.com; ari.roisenberg@ufrgs.br; wolfgang.kalkreuth@ufrgs.br)

Resumo - Foi avaliada a influência térmica de intrusões de diabásio sobre carvões e rochas sedimentares encaixantes da Jazida de carvão Santa Terezinha, na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. O estudo contempla análises de química mineral por microsonda eletrônica e geotermometria de clinopiroxênio para determinar as temperaturas de cristalização das intrusões de diabásio, análises por difração de raios-X da fração de argilominerais das rochas encaixantes em diferentes distancias da intrusão, para avaliar as mudanças mineralógicas por efeito do calor e modelagem térmica 1D do poço CBM-001-ST-RS. Dados de geotermometria de clinopiroxênio indicam uma temperaturas de cristalização do magma da ordem de 1136 °C. Os resultados de difração de raios-X mostram o aparecimento de clorita como resultado da alteração termal das encaixantes (siltitos e arenitos) por efeito da intrusão. O aparecimento de clorita é acompanhado, geralmente, pela drástica redução de caulinita, sendo este efeito térmico restrito a distâncias menores que 1 metro a partir dos contatos intrusivos. Os dados de reflectância de vitrinita em amostras do poço CBM-001-ST-RS definiram uma temperatura-pico media de ~213 °C para as camadas de carvão do topo da secção, afetada por intrusões de diabásio, e de ~120 °C para as camadas da secção inferior, mais afastadas das zonas de difusão de calor. Os valores de vitrinita aumentam em direção às intrusões de diabásio, a partir de uma distância média correspondente a 0,3 vezes a espessura da intrusão.

Palavras-chave: Carvão, intrusões de diabásio, influência térmica, argilominerais, modelagem térmica 1D.

Abstract - The aim of this study was to evaluate the thermal influence of diabase intrusions on coals and host rocks of the Santa Terezinha coalfield, in the Northeast region of the Rio Grande do Sul State. The methodology includes electron microprobe analysis of clinopyroxene, using these minerals as a geothermometer, X-ray diffraction of clay minerals of the host rocks at different distances from the intrusion, to assess the mineralogical changes in clay minerals caused by the effect of the intrusions and 1D modeling of the well CBM-001-ST-RS. Clinopyroxene geothermometry indicates a magma crystallization temperature on the order of 1136 °C. The results of X-ray diffraction showed chlorite as the main clayish product of the mineralogical changes by the thermal effects on the host rocks. The chlorite appearance is usually accompanied by the drastic reduction of kaolinite is recorded in the host rocks (siltstones and sandstones) at distances shorter than 1 meter from the intrusive contacts. Based on vitrinite reflectance data in samples from well CBM-001-ST-RS, a temperature peak of ~ 213 °C was calculated for the coal layers in the top of the section, affected by diabase intrusions. In the lower section a peak temperature of ~ 120 °C is reached. Nearby diabase intrusions, the vitrinite values increased, affecting an approximate distance of 0.3 times of the intrusion thickness.

Key words: Coal, diabase intrusions, thermal influence, clay minerals, 1D thermal modeling.

1 Introdução

As mais importantes sucessões sedimentares portadoras de carvão no Brasil ocorrem na Bacia do Paraná e estão associadas à Formação Rio Bonito. Os depósitos de carvão fóssil estão situados nos Estados de Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, sendo cerca de 88% localizados neste último. As jazidas mais importantes são, de Sudoeste para Nordeste, Candiota (RS), Capané (RS), Iruí (RS), Leão (RS), Charqueadas (RS), Morungava/Chico Lomã (RS), Santa Terezinha (RS) e Sul-Catarinense (SC) (Fig. 1). O *rank* dos carvões varia, de sudoeste para nordeste, entre betuminoso de alto volátil C e betuminoso de alto volátil A. Em certos locais, próximos a intrusões básicas, encontram-se carvões antracitosos (Pereira *et al.*, 1998).

A área da jazida Santa Terezinha em estudo está localizada na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, próximo às cidades de Osório e Tramandaí (Fig. 1). As principais vias de acesso à área desde Porto Alegre são as rodoviárias federais BR-290 e BR-101 e as rodoviárias estaduais RS-030 e RS-040. As camadas de carvão possuem uma espessura acumulada de até 7,41 m, sendo intercaladas com siltitos e intrusões vulcânicas. (Kalkreuth *et al.*, 2003; Levandowski, 2009).

"INSERIR FIGURA 1"

A maturidade das camadas de carvão, e da matéria orgânica, em geral, depende da história térmica, a qual pode ser modelada utilizando gradientes médios de energia geotérmica, embora o método mais preciso considere a estimativa da variação do fluxo de calor ao longo do tempo. Na reconstrução da história térmica de uma bacia sedimentar deve-se considerar que os gradientes térmicos podem variar significativamente com a profundidade durante a evolução da bacia, aumentando, ainda, pelo efeito de eventos orogênicos e/ou magmáticos que causam rápida evolução térmica da matéria orgânica (Killops & Killops, 2005).

A maturação térmica da matéria orgânica nas imediações de intrusões magmáticas ocorre em escalas de tempo e de volume de sedimento relativamente curtos. Intrusões ígneas podem afetar a produtividade e viabilidade econômica de jazidas, em razão da alteração térmica e geoquímica do carvão e à produção de metano e dióxido de carbono, o qual eleva a ameaça de combustão espontânea e explosões (Golab *et al.*, 2007). As intrusões afetam o potencial de geração de metano (*coalbed methane/CBM*) nas camadas de carvão (Yao *et al.*, 2011), porque o calor das intrusões eleva a classificação do carvão e pode colocar brevemente alguns carvões na janela de geração de gás termogênico, onde processos de pirólise podem gerar taxas elevadas de voláteis complexos.

A influência de intrusões de diabásio na geoquímica e qualidade do carvão é relacionada principalmente com a temperatura do magma, o estilo de transferência de calor (convecção e/ou difusão), a forma (dique ou soleira) e volume da intrusão, a distância do contato e as propriedades térmicas das rochas encaixantes (Souza *et al.*, 2008).

O objetivo geral do presente trabalho é avaliar o efeito térmico das intrusões de diabásio nas camadas de carvão e rochas sedimentares encaixantes da jazida Santa Terezinha, no estado do Rio Grande do Sul, mediante o cálculo da temperatura do magma, a análise da fração de argilominerais das rochas encaixantes e modelagem térmica.

2 Área, materiais e métodos

2.1 Geologia regional

A Bacia do Paraná é uma extensa bacia intracratônica situada na parte centro-leste do continente sul-americano, desenvolvida completamente sobre crosta continental, incluindo territórios do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, com uma área total aproximada de 1.400.000 Km² (Fig. 2). A bacia é preenchida por um pacote de rochas sedimentares e vulcânicas, com idades compreendidas entre o Ordoviciano e o Cretáceo, que podem atingir espessuras máximas da ordem de 8000 m, no depocentro (Schneider *et al.*, 1974; Zalán *et al.*, 1991). Possui um formato alongado com um comprimento aproximado de 1750 Km na direção NNE-SSO e uma largura média de 900 Km. Seu contorno atual é definido por limites erosivos, relacionados em grande parte à história geotectônica meso-cenozóica do continente (Milani *et al.*, 2007a; Zalán *et al.*, 1991).

"INSERIR FIGURA 2"

Milani *et al.* (2007b) reconheceram no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis unidades aloestratigráficas de segunda ordem ou Superseqüências, relatadas como pacotes de rochas depositados cada um deles em intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru

(Neocretáceo). As três primeiras superseqüências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico. As demais correspondem a pacotes de sedimentitos continentais com rochas ígneas associadas, havendo importantes lacunas no registro estratigráfico (Milani, 2004).

A Formação Rio Bonito, portadora dos carvões, está inserida na Superseqüência Gondwana I. Sua posição cronoestratigráfica, considerando toda a Bacia do Paraná, é do Neosakmariano ao Neokunguriano, segundo Milani *et al.* (2007a). A Formação Rio Bonito, pertencente ao Grupo Guatá, é constituída predominantemente por arenitos nas porções inferior e superior e por siltitos e folhelhos contendo camadas de carvão e calcários e algumas intercalações de arenitos na sua porção média. As camadas de carvão apresentam espessuras variando de alguns centímetros até 2 metros. Intercalados às camadas de carvão encontram-se arenitos, siltitos, folhelhos carbonosos, calcários e conglomerados. A Formação Rio Bonito representa um conjunto resultante de sedimentação costeira, transicional, progressivamente afogado para o topo pelo mar progradante, representado pela Formação Palermo que a sucede. O contato com a Formação Palermo é concordante, sendo que alguns autores consideram apenas as fácies continentais e transicionais como pertencentes à Formação Rio Bonito, colocando as fácies de origem marinha na Formação Palermo (CPRM, 2008). Na Formação Rio Bonito identificam-se seis parasequências de acordo com Holz *et al.* (2000), com as camadas de carvão ocorrendo nas parasequências 2, 3, 4, e 5 Kalkreuth *et al.* (2008).

Corpos intrusivos de diabásio, aparecem sob forma de diques e soleiras nas camadas de rochas sedimentares e estão associados com o evento extensivo de lavas basálticas e riolíticas da Formação Serra Geral, constituindo a chamada Província Magmática Paraná-Entedeka. O evento traduziu-se como uma espessa cobertura de lavas basálticas extrudidas através de uma intrincada rede de diques que cortam por inteiro a seção sedimentar da Bacia do Paraná e por múltiplos níveis de soleiras infiltradas segundo os planos de estratificação dos sedimentitos paleozóicos. Praticamente nenhuma região da bacia foi poupada pela invasão magmática e, hoje, após mais de 100 Ma de retrabalhamento erosivo, ainda restam cerca de três quartos da área total da bacia recobertos pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, com uma espessura remanescente que se aproxima dos 2.000 m na região do Pontal do Paranapanema, SP (Milani *et al.*, 2007a).

2.2 Geologia local

A jazida de carvão Santa Terezinha possui uma área superior a 1.000 km², com os limites oeste, norte e sul razoavelmente bem definidos, enquanto sua extensão para noroeste, sob a cobertura dos derrames basálticos, e para leste, na plataforma continental, ainda é desconhecida. Foi descoberta em 1979 pela equipe da CPRM, através da combinação de critérios geológicos, geofísicos e furos de sondagem, já que o carvão não aflora em nenhum ponto da jazida, estando sob coberturas mínimas de 500 m na porção sul e a mais de 950 m na região norte (Aboarrage & Lopes, 1986; Paula *et al.*, 1989; Pereira *et al.*, 1998).

Foram identificadas nos trabalhos citados sete camadas, sendo as de maior interesse econômico a ST5, ST6 e ST4, esta última, nitidamente, a mais relevante. A importância da jazida está nas propriedades coqueificantes do carvão, além de baixos teores de enxofre e maiores rendimentos previsíveis em processos de beneficiamento, no caso da ST4, em relação a outras camadas brasileiras. Os volumes totais de carvão conhecidos são 4.283 x 10⁶ t, com 1.863 x 10⁶ t na camada ST4.

Levandowski (2009) descreveu a sequência do poço CBM-001-ST-RS (Fig. 3), pertencente à jazida Santa Terezinha, em função da textura, litologia, cores e estruturas sedimentares. A profundidade atingida pelo poço foi de 638,35 m, sendo os primeiros 350 m constituídos por sedimentos inconsolidados. Os seguintes 144 m não foram recuperados devido a problemas na sondagem. A partir dos 494 m aparecem as formações Serra Alta (constituída por siltitos cinza claro a cinza escuro e arenitos finos), Irati (siltitos escuros, arenitos finos, lâmina fina de tonstein e diabásio), Palermo (arenitos finos) e Rio Bonito. A Formação Rio Bonito, no local, encontra-se a uma profundidade aproximada 575 m, enquanto o primeiro intervalo de carvão aparece a aproximadamente 605 m de profundidade. O carvão possui uma espessura acumulada de 7,41 m, intercalado, na maioria das vezes, com siltitos, registrando-se a presença de intrusões diabásicas entre as camadas do topo. O intervalo estudado esteve constituído por 12 camadas de carvão e folhelhos carbonosos com espessuras individuais de 0,16 m até 1,77 m.

"INSERIR FIGURA 3"

2.3 Materiais e métodos

Foram coletadas amostras provenientes de cinco testemunhos de sondagem. O testemunho CBM001-ST-RS foi coletado no ano 2007 pela equipe do Laboratório de Análises de Carvão e Rochas Geradoras de Petróleo do Instituto de Geociências da UFRGS. Os furos 2TG-54-RS, 2TG-93-RS, 2TG-97-RS e 2TG-100-RS, da Companhia de Pesquisas em Recursos Minerais (CPRM) são resultado dos projetos de pesquisa para carvão mineral, executados nas décadas de 70 e 80, nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Fig. 4).

"INSERIR FIGURA 4"

Amostras das rochas encaixantes e das soleiras de diabásio foram coletadas a partir dos furos de sondagem disponibilizados pelo Laboratório de Análises de Carvão e Rochas Geradoras de Petróleo do Instituto de Geociências da UFRGS e pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Desta forma, foram recolhidas amostras das bordas (margem resfriada) e da parte central das intrusões, para realização de estudos ao microscópio petrográfico de polarização e análises de microsonda eletrônica. Igualmente foram coletadas amostras de rochas encaixantes diretamente em contato com as intrusões até profundidades equivalentes à espessura das intrusões, acima e abaixo destas, para análises por Difractometria de Raios-X. Os intervalos de carvão foram analisados petrográficamente em trabalhos prévios (Kalkreuth *et al.*, 2008; Levandowski, 2009) para caracterizar os carvões desde o ponto de vista da análise quantitativa dos grupos de macerais e macerais individuais (análise de macerais) e determinação do grau de carbonificação (*rank*) utilizando a técnica da reflectância da vitrinita.

Os estudos realizados no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS com uso de equipamento Cameca SXFive com WDS (*Wavelength-Dispersive X-Ray Spectroscopy*) tiveram como condições analíticas tensão de aceleração de 14.8kV e corrente de feixe

de elétrons de 15nA, com um tempo aproximado de análises de 120 s por ponto. As análises foram focadas nos cristais de piroxênio para estabelecer pares geotermométricos de pigeonita e augita.

A fórmula estrutural dos piroxênios foi calculada com o auxílio do programa PX-NOM (Sturm, 2002). Para a determinação da temperatura de equilíbrio dos piroxênios a ser utilizada como geotermômetro foi utilizado o algoritmo QUILF95 de Andersen *et al.* (1993). Este geotermômetro baseia-se, fundamentalmente, no equilíbrio natural do intervalo de miscibilidade da assembleia dos dois piroxênios.

Difração de Raios-X (DRX): foi realizada a caracterização mineralógica dos argilominerais das rochas sedimentares encaixantes, através de lâminas orientadas. Para tanto, foram preparadas duas lâminas de cada amostra, uma para ser analisada seca, ao natural, e posteriormente glicolada e outra calcinada a 550 °C durante duas horas em uma estufa. As análises foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios-X do Instituto de Geociências da UFRGS. O equipamento utilizado foi um difratômetro Siemens Bruker-AXS D5000, com radiação $K\alpha$ em tubo de Cu e condições de 40 kV de voltagem e 25 mA de intensidade de corrente, sendo utilizada a faixa de 2° até 28°. Para a interpretação dos difratogramas foi utilizado o programa DIFRAC-PLUS®.

Modelagem térmica: Utilizou-se o programa TemisFlow, do Instituto Francês de Petróleo (IFP) para a modelagem térmica 1D do poço CBM-001-ST-RS da jazida Santa Terezinha. O fluxo de trabalho consistiu no estabelecimento de dados geológicos, tais como litologias, espessuras das camadas, história sedimentológica e geoquímica das rochas, fluxo de calor e gradiente geotérmico, o que permitiu a construção de um modelo sedimentar conceitual. Em seguida, foi aplicado o *backstripping*, que permitiu isolar os fatores que contribuíram para o preenchimento da bacia, além da carga sedimentar. Posteriormente, foi lançada uma simulação para reconstruir a história térmica em cenário 1D. O modelo foi calibrado com dados de reflectância de vitrinita medidos.

Os dados geológicos usados para a construção do modelo foram coletados a partir de dados do poço e da literatura (Hamza & Eston, 1981; Hurter & Pollack, 1995; 1996; Hamza *et al.*, 2005; Milani *et al.*, 2007a; Gomes, 2009; Levandowski, 2009; Costa, 2014). O preenchimento litológico foi simplificado, usando 7 litologias básicas: arenitos, conglomerados, siltitos, folhelhos, carvão, diabásio e derrames basálticos. Os derrames basálticos são restritos à Formação Serra Geral, assim como os

diabásios intrudidos nas Formações Rio Bonito e Irati, enquanto os carvões se localizam na Formação Rio Bonito. Aos outros horizontes foram aplicadas misturas de arenitos, folhelhos, siltitos e conglomerados. Os parâmetros físicos das rochas (densidade, composição, condutividade térmica, capacidade calorífica, calor radiogênico) foram definidos usando valores-padrão contidos nos arquivos do programa TemisFlow e dados de descrição de poços. A temperatura de cristalização das intrusões de diabásio foi definida a partir da análise de geotermometria de clinopiroxênios, utilizando algoritmo QUILF95 de Andersen *et al.* (1993).

A modelagem térmica foi calibrada em função do conjunto de dados de reflectância de vitrinita (Kalkreuth *et al.*, 2008; Levandowski, 2009), com base na comparação dos dados medidos e modelados de reflectância aplicando o algoritmo cinético EASY%Ro (Sweeney & Burnham, 1990).

3 Resultados

3.1 Petrografia dos diabásios

Os diabásios apresentam textura fanerítica fina a afanítica dependendo da situação espacial. Os tipos mais finos correspondem à margem resfriada próximo ao contato com a encaixante sedimentar (Fig. 5A). A textura é equigranular fina (0,1-0,2 mm) na fácies mais grosseira com arranjo subofítico a intergranular, podendo aparecer raros fenocristais (0,5-1,0 mm) de plagioclásio, olivina e clinopiroxeno (Fig. 5B e 5C). Na margem resfriada, a textura passa a porfírica com fenocristais de plagioclásio e piroxênio, estes últimos totalmente substituídos, envolvidos por uma matriz que contém abundante vidro vulcânico e microlitos de plagioclásio, piroxênio e minerais metálicos. Vesículas milimétricas de carbonato aparecem cortando o diabásio ocasionalmente.

Os processos de alteração acentuam-se na adjacência do contato com a encaixante, em particular nos níveis carbonosos. Nos níveis mais alterados observa-se intensa carbonatação que atinge principalmente o vidro vulcânico e os cristais de piroxênio (Fig. 5D), dando origem a uma rocha de coloração macroscópica cinza clara, onde a mineralogia secundária compreende, além de carbonatos

(calcita e dolomita), clorita e pirita. Esse último mineral também é verificado nas amígdalas próximas ao contato com os níveis carbonosos juntamente com carbonato e quartzo.

A mineralogia dos diabásios compreende plagioclásio (labradorita), clinopiroxênio (augita e pigeonita), e olivina parcialmente preservada e registrada localmente, embora na maioria dos casos aparece totalmente substituída por carbonatos, serpentina e clorita (Fig. 5E). Como acessórios são registrados minerais metálicos (titanomagnetita e ilmenita), anfibólios, biotita e apatita. Resíduos de cristalização são relativamente abundantes e possuem um caráter subvítreo nas adjacências da margem resfriada, enquanto nas partes de granulometria mais grossa aparece acentuadamente desvitrificada com formação de agregados de plagioclásio.

"INSERIR FIGURA 5"

O plagioclásio aparece como cristais tabulares, incolores ao macroscópio, maclados polisinteticamente e, em geral, com fraca alteração. A composição média é An₅₄ (labradorita) variando pouco entre os microfenocristais e a matriz.

Os piroxênios (augita e pigeonita) aparecem com graus variáveis de alteração. Os raros microfenocristais são, em geral, substituídos por carbonatos e cloritas (Fig. 5D), enquanto na matriz aparecem inalterados a fracamente carbonatados. Pigeonita e augita possuem aspecto semelhante ao microscópio diferenciando-se pelo ângulo 2V.

A olivina é rara e restrita à fração de microfenocristais, aparecendo parcialmente preservada em raros locais, pois em geral é totalmente substituída por carbonato, serpentina e clorita (Fig. 5E).

Vidro vulcânico é registrado de forma mais abundante nas proximidades do contato com a encaixante. Possui coloração escura em lamina delgada e aparece fortemente desvitrificado à agregados de plagioclásio. O grau de alteração é variável, aparecendo fortemente carbonatado nas adjacências da encaixante.

A apatita constitui minúsculos cristais aciculares incolores, geralmente inclusos em plagioclásio ou no vidro vulcânico.

Os minerais metálicos aparecem sob duas formas distintas. A geração mais precoce é constituída por minúsculos cristais irregulares presentes no interior do vidro vulcânico, mostrando fraca alteração. Cristais ocasionalmente mais grosseiros de pirita com desenvolvimento esponjoso são registrados nas proximidades da encaixante carbonosa, em amígdalas junto com carbonato e quartzo, e ao longo de veios de carbonato.

3.2 *Química mineral e geotermometria do magma a partir dos piroxênios*

Para a classificação dos piroxênios, adotou-se neste trabalho a nomenclatura de Morimoto *et al.* (1988), que segue as recomendações da IMA (*International Mineralogical Association*). As análises dos cristais de piroxênio ricos em cálcio (augita) e pobres em cálcio (pigeonita) encontram-se na Tabela 1. Adicionalmente, são apresentadas as fórmulas estruturais calculadas com base em 6 oxigênios e 4 cátions, bem como, as proporções dos membros finais wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs). Os valores de Fe^{+3} foram calculados por balanço de carga a partir do programa PX-NOM.

"INSERIR TABELA 1"

A pigeonita ocorre como cristais isolados ou no núcleo de cristais de augita onde é parcialmente ou quase totalmente envolvida por este mineral. Cristais de augita estão presentes também como cristais individuais, sendo a fase de clinopiroxênio mais abundante. A composição projetada de pigeonita varia ao longo de En_{44-58} , Wo_{10-12} e Fe_{30-44} ; enquanto para a augita varia ao longo de En_{35-51} , Wo_{20-40} e Fe_{15-40} .

Em geral, tanto augita como pigeonita, apresentam variações nas suas composições de FeO e CaO, que podem ser interpretadas como à evolução desde estádios de cristalização precoces para tardios, caracterizada por um leve empobrecimento em CaO e enriquecimento em FeO (Menezes *et al.*, 1995). Segundo Wager & Brown (1968), a coexistência de piroxênios ricos e pobres em cálcio e a evolução acompanhada de um decréscimo nos conteúdos de CaO e aumento nos conteúdos de FeO, é

típica de suítes toleíticas, como a Formação Serra Geral (Peate *et al.*, 1992). Foram ainda identificados cristais de augita com teor de CaO baixo ($Wo < 25$), podendo ser consideradas subcálcicas, segundo a classificação de Morimoto *et al.* (1988).

Para calcular as temperaturas de cristalização do magma foi usado o programa QUILF95 de Andersen *et al.* (1993) que avalia as temperaturas da augita e pigeonita, fixando as frações molares X_{En} e X_{Wo} de um piroxênio e selecionando uma composição de equilíbrio para o outro piroxênio coexistente. O esquema de projeção de óxidos oferecido pelo QUILF95 foi usado para calcular as frações molares dos membros finais. O uso de pressão fixa em 0,5 GPa foi baseado em trabalhos prévios (Cathey & Nash, 2009), onde foi verificado que o efeito da pressão gera pequenas variações na temperatura de equilíbrio em magnitudes da ordem < 5 graus ao longo do intervalo de 0,3-0,8 GPa. Os resultados de termometria de augitas e pigeonitas se apresentam na Tabela 2.

"INSERIR TABELA 2"

As composições calculadas de augitas, geralmente, são ligeiramente mais enriquecidas em *En* e empobrecidas em *Fs*, quando comparadas com as composições medidas, ao contrario do que acontece com as pigeonitas, ligeiramente mais enriquecidas em *Fs* e empobrecidas em *En*. A aplicação do programa QUILF95 gerou temperaturas médias de cristalização da ordem de 1136 ± 36 °C (Augita) e de 1068 ± 45 °C (Pigeonita), o que embora reflita uma variação significativa, está nos intervalos verificados para os basaltos da Formação Serra Geral, conforme Bellieni *et al.* (1986).

3.4 DRX dos argilominerais das rochas encaixantes

As rochas que encaixam as intrusões de diabásio são principalmente carvões, siltitos e arenitos, com níveis de conglomerados mais afastados do contato intrusivo. Em alguns casos, os perfis sugerem que as soleiras de diabásio encontram-se ramificadas. Na Tabela 3 são apresentadas as fases cristalinas de argilominerais encontradas em amostras das encaixantes, com base em análises de DRX. A fração de argilominerais é constituída por ilita, caulinita e clorita. Esta última aparece associada à

camadas muito próximas aos contatos intrusivos (<1m de distancia) sendo em geral acompanhada pelo desaparecimento de caulinita. Numa única sondagem (2TG-54), a clorita aparece junto com illita. A destruição de caulinita provavelmente está associada à dehidroxilação devida ao aquecimento, geralmente entre 400 °C e 1000 °C, com caulinita colapsando a temperaturas menores do que a illita, que possui maior estabilidade pela presença de potássio na sua estrutura e teor de água menor (Venturelli & Paganelli, 2007; Selvakumaran *et al.*, 2013). A espessura da intrusão pode estar determinando o grau de alteração na sondagem 2TG-54, já que a camada afetada não está próxima à intrusão mais espessa (10,28 m), mas sim de uma intrusão menor (0,53 m), o que pode explicar a conservação de illita no intervalo. Contudo, a presença de illita junto com clorita na adjacência de intrusões ígneas tem sido registrada como resultado de transformação de illita-esmectita e esmectita em illita e clorita devido à alta temperatura e atividades hidrotermais (Ahmed, 2002). A clorita parece representar o principal produto mineralógico da alteração termal por efeito das intrusões de diabásio sobre as camadas de siltitos e arenitos. Não obstante, o registro de clorita em camadas afastadas do contato intrusivo pode em certos casos ser interpretada como de origem detritica ou autigênica, como nas sondagens 2TG-97 e 2TG-93. Por outro lado, a espessura da intrusão não mostrou influência na extensão da alteração.

"INSERIR TABELA 3"

3.5 Modelo térmico

Foi realizada uma simulação para reconstruir a história térmica da jazida Santa Terezinha com o uso do programa TemisFlow, a partir do poço CBM-001-ST-RS, sendo simulados dois cenários, o primeiro respeitando as espessuras atuais do poço e o segundo, assumindo 3250 m de rochas sedimentares mesozoicas erodidas. Na Tabela 4 são apresentados os dados de entrada utilizados na simulação. Para os dois cenários foi considerado um fluxo térmico constante no tempo, equivalente ao valor médio atual para a área de estudo, reportado como 69 W/m² (Hurter & Pollack, 1995; 1996; Gomes, 2009), o qual foi aumentado a 100 W/m² durante a idade do magmatismo Serra Geral (~130

Ma), tendo em vista o fluxo de calor resultante de intrusões ígneas determinado por Poelchau *et al.* (1997). O gradiente geotérmico também foi considerado constante no tempo em 33 °C/Km, em função de valores médios atuais para a área da jazida (Hamza & Eston, 1981; Hamza *et al.*, 2005; Gomes, 2009) com um aumento a 40 °C/Km durante a idade do magmatismo, levando em consideração as anomalias positivas que as intrusões ígneas geram sobre o gradiente geotérmico durante eventos magmáticos (Mason, 1990; Holford *et al.*, 2013). Para ambos os modelos, a forma da linha de tendência de Ro% calculada difere da linha de tendência de Ro% medida (Fig. 6), logrando-se um melhor ajuste para o segundo cenário.

"INSERIR TABELA 4"

"INSERIR FIGURA 6"

4 Discussão dos resultados

Conforme demonstrado por Kalkreuth *et al.* (2008) e Levandowski (2009), os valores de reflectância de vitrinita (Ro%) no poço CBM-001-ST-RS, variam entre 0,65 % e 1,19%, com reflectâncias pontuais de até 2,61% próximo às intrusões de diabásio. Estes valores indicam que a maturidade térmica dos carvões em contato com as intrusões parece fortemente afetada pelo calor difundido a partir do magma em resfriamento. A partir dos dados podem-se calcular as temperaturas associadas com a utilização da fórmula (Barker & Pawlewicz; 1994):

$$T_{pico} = \ln Ro\% + 1,68 / 0,0124$$

Uma das finalidades de medir a reflectância de vitrinita é avaliar o grau de diagênese das rochas sedimentares. A conversão de reflectância de vitrinita em temperatura permite traduzir em valores máximos de temperatura, pois a vitrinita constitui um parâmetro de maturação térmica

absoluta que representa as condições termais que o maceral e a rocha portadora experimentaram (Wang *et al.*, 2013). O cálculo das temperaturas associadas aos valores de Ro% medidos no poço CBM-001-ST-RS permitiu definir as temperaturas máximas a que foram submetidas as camadas de carvão (Tab. 5). As maiores T_{pico} definidas (213 °C e 168 °C) estão associadas a camadas de carvão próximas as intrusões. Como mostrado na Figura 7, nas proximidades das intrusões de diabásio, a Ro% aumenta com a diminuição da distancia da intrusão e afeta uma distancia aproximada de 0,3 vezes a espessura da intrusão e condiz com os resultados de Souza *et al.* (2008), que realizaram análises geoquímicas em amostras de dois poços e afloramentos da Bacia de Paraná, observando que as intrusões ígneas afetaram a encaixante entre 0,3 e 0,7 vezes sua espessura. Na porção do pacote de carvões não afetado pela intrusão, a T_{pico} média é ~120 °C, com valores mínimos de ~100 °C.

"INSERIR FIGURA 7"

"INSERIR TABELA 5"

A calibração dos modelos térmicos foi baseada na comparação de dados de reflectância de vitrinita medida e calculada aplicando o algoritmo EASY%Ro (Sweeney & Burnham, 1990). Este método tem sido utilizado com êxito para efeitos de calibração e é aplicável para valores de maturação de até 4,6 Ro%. No entanto, a modelagem térmica da área é afetada pelo amplo intervalo de tempo a partir do Triásico até Jurássico, que representa a maior lacuna sedimentar no registro estratigráfico da Bacia de Paraná.

A forma da linha de tendência de Ro% calculada difere da linha de tendência de Ro% medida (Fig. 6), provavelmente por deficiência do programa TemisFlow, que não é sensível o suficiente para resolver a equação de difusão de calor a partir de intrusões tão delgadas, como neste poço. Contudo, o desenvolvimento dos modelos permitiu estimar os valores de Ro% e temperatura decorrentes do soterramento, sem efeito das intrusões, para cada cenário (Tab. 6), o que permite fazer observações sobre as condições de rochas sedimentares inferiores, afastadas das intrusões. No primeiro cenário, a profundidade atingida pelas camadas de carvão proporciona temperaturas insuficientes para elevar os

valores de reflectância de vitrinita até os estágios atuais. Já no segundo cenário, no qual se considera a deposição e erosão de pelo menos 3.250 m de sedimentos durante o Mesozoico e em intervalo de tempo da ordem de 100 Ma, ainda que se aproxime dos dados de calibração e renda temperaturas que podem explicar o estágio de maturidade das camadas de carvão, esta taxa de subsidência não é razoável para a Bacia do Paraná, mesmo considerando-se toda a história da bacia (Quintas *et al.*, 1999).

"INSERIR TABELA 6"

Por outro lado, considerando-se os gradientes geotérmicos atuais, as profundidades de soterramento e o tempo de persistência das temperaturas são insuficientes para que as camadas de carvão tenham alcançado o estágio atual de maturação. Neste sentido, pode-se afirmar que as camadas estiveram submetidas a temperaturas mais elevadas no passado, em decorrência do magmatismo da Formação Serra Geral, durante os períodos Jurássico e Cretáceo (Pereira *et al.*, 2003).

A partir das interpretações de temperatura-pico relacionadas aos carvões e aos cenários analisados anteriormente, surge um terceiro cenário que não pôde ser simulado em razão das limitações do programa TemisFlow e pela falta de dados gravimétricos. Neste cenário, a concentração de intrusões de diabásio em subsuperfície (diques e soleiras) na área da jazida Santa Terezinha, seria determinante para o atual grau de maturação do pacote de carvões.

A influência térmica nos argilominerais das rochas encaixantes da jazida Santa Terezinha é assinalada claramente pelo aparecimento de clorita e desaparecimento de caulinita, tal como reportado por Drits *et al.* (2007) em lamitos do Cretáceo, intrudidos por diabásios, na Bacia Nuussuaq (Groenlândia). No entanto, o efeito térmico é dissipado a distâncias relativamente pequenas a partir do diabásio (< 1m). Comparando com os resultados das análises de reflectância de vitrinita, o raio de afetação nos argilominerais é menor, podendo-se assumir que esta ferramenta, embora interessante e eficaz, é menos precisa. O posicionamento da clorita, em muitos casos, é anisotrópico e este mineral aparece concentrado na parte superior das encaixantes intrudidas, em relação à parte inferior, o que pode estar condicionado pela liberação de fluidos devido ao aquecimento, favorecendo a formação

deste mineral. Em outros casos, o registro de clorita em níveis não afetados pela intrusão pode ser decorrente de origem detrítica ou autigênica, sem influência térmica.

O desaparecimento de caulinita indica que as rochas próximas ao contato intrusivo atingiram temperaturas mínimas de 400°C, que favorecem a desidratação e modificação estrutural da caulinita (Vaughan, 1955). Nas encaixantes não afetadas pelo halo térmico, a fração está constituída por illita e caulinita.

5 Conclusões

As intrusões de diabásio que afetam a Formação Rio Bonito na Jazida Santa Terezinha fornecem temperaturas de cristalização, a partir de geotermômetros de augita e pigeonita, da ordem de 1136 °C.

O aparecimento de clorita acompanhado de desaparecimento de caulinita é a principal evidencia mineralógica da fração de argilominerais, decorrente do efeito termal das intrusões. A influencia térmica se registra a distancias menores de 1 m a partir da margem das intrusões. A disposição assimétrica da zona de alteração térmica demonstra um comportamento heterogêneo do sistema, que pode estar relacionado ao deslocamento de fluidos nas adjacências da intrusão para as zonas de pressão, favorecendo a concentração de clorita nas partes superiores em relação às intrusões.

Com base em dados de reflectância de vitrinita em amostras do poço CBM-001-ST-RS, é possível definir uma temperatura-pico de ~213 °C para as camadas de carvão do topo da secção, onde os carvões aparecem intercalados com intrusões de diabásio. As camadas da secção inferior atingiram temperaturas-pico de ~120 °C, com mínimas de ~100 °C, registrando-se valores pontuais acima da média. Os valores de Ro% aumentam com a diminuição da distancia entre as rochas encaixantes e a margem da intrusão, podendo-se definir uma razão de influencia térmica da intrusão de ~0,3 vezes a espessura da mesma.

As temperaturas-pico definidas para as camadas do topo da secção são evidentes resultados da influencia térmica das intrusões intercaladas entre os carvões. Para as camadas inferiores, a profundidade atingida pelas camadas não rende temperaturas suficientes para alcançar os valores de

vitritina atuais. A hipótese da deposição e erosão de um pacote de 3.250 m de sedimentos mesozoicos é pouco razoável para a Bacia do Paraná, embora renda temperaturas condizentes com o estágio de maturidade atual das camadas de carvão.

Agradecimentos- A primeira autora agradece ao programa PFRH/PB-215 pela bolsa de mestrado, ao Programa de Pós Graduação em Geociências/UFRGS que permitiram a realização deste estudo, bem como à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/CPRM pela cessão de amostras.

Referências

- Aboarrage, A.M. & Lopes, R. da C. 1986. *Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica, Relatório Final*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 223 p.
- Ahmed, W. 2002. Effects of heat-flow and hydrothermal fluids from volcanic intrusions on authigenic mineralization in sandstone formations. *Bulletin of the Chemical Society of Ethiopia*, 16(1): 37-52.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. & Davidson, P.M. 1993. QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers and Geosciences*, 19:1333-1350.
- Barker, C. & Pawlewicz, M.J. 1994. Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures: A comparison of methods. *In: Mukhopadhyay P.K. & Dow, W.G. (Eds.). Vitrinite reflectance as a maturity parameter: Applications and limitations*. Washington, American Chemical Society, p. 216–229.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisenberg, A. & Stolfa, D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27: 915-944.
- Cathey, H.E. & Nash, B.P. 2009. Pyroxene thermometry of rhyolite lavas of the Bruneau-Jarbidge volcanic center, central Snake River Plain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188: 173-185.

- Costa, J.B. 2014. *Estudo geoquímico e petrográfico em carvões sulbrasileiros localizados na bacia do Paraná na formação Rio Bonito/Permiano*. Porto Alegre, 153 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Química, Instituto de Química, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CPRM. 2008. *Geologia da folha Gravataí (SH.22-X-C-V)*. Brasília, CPRM, 78p.
- Drits, V.A., Lindgreen, H., Sakharov, B.A., Jakobsen, H.J., Fallick, A.E., Salyn, A.L., Dainyak, L.G., Zviagina, B.B. & Barfod, D. 2007. Formation and transformation of mixed-layer minerals by Tertiary intrusives in Cretaceous mudstones, West Greenland. *Clays and Clay Minerals*, 55: 260-283.
- Golab, A.N., Hutton, A.C. & French, D., 2007. Petrography, carbonate mineralogy and geochemistry of thermally altered coal in Permian coal measures, Hunter Valley, Australia. *International Journal of Coal Geology*, 70: 150–165.
- Gomes, A.J.L. 2009. *Avaliação de Recursos Geotermiais da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro, 170 p. Tese de Doutorado em Geofísica, Coordenação de Pós-graduação em Geofísica, Observatório Nacional/MCT, Rio de Janeiro.
- Hamza, V.M. & Eston, S.M. 1981. Assessment of Geothermal resources of Brazil. *Journal of Geology and Paleontology*, 1: 128-155.
- Hamza, V.M., Dias, F.J.S.S., Gomes, A.J.L. & Terceros, Z.G.D. 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152: 223-256.
- Holford, S.P., Schofield, N., Jackson, C.A.-L., Magee, C., Green, P.F. & Duddy, I.R. 2013. Impacts of igneous intrusions on source reservoir potential in prospective sedimentary basins along the western Australian continental margin. In: Keep, M. & Moss, S.J. (Eds). *The Sedimentary Basins of Western Australia IV: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium* (4). Perth, Petroleum Exploration Society of Australia, 1-12.
- Holz, M., Vieira, P.E. & Kalkreuth, W. 2000. The Early Permian coal-bearing succession of the Paraná Basin in southernmost Brazil: Depositional model and sequence stratigraphy. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 424-426.

- Hurter, S. & Pollack, H.N. 1996. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 101: 8659-8671.
- Kalkreuth, W., Holz, M., Casagrande, J., Cruz, R., Oliveira, T., Kern, M., Levandowski, J. & Rolim, S., 2008. O potencial de coalbed methane (CBM) na jazida da Santa Terezinha - modelagem 3D e avaliação do poço de exploração CBM001-ST-RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: 3-17.
- Kalkreuth, W., Holz, M., Kern, M., Burger, H., Schauf, A., Prissang, R., Lemos de Sousa, M. & Rodriguez, C. 2003. The Coalbed Methane Potential of the Paraná Basin. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS*, 2, 2003, Rio de Janeiro. *Anais do 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, p. 1-6.
- Killops, S.D, Killops V.J., 2005. *Introduction to Organic Geochemistry*. Malden, Blackwell Publishing, 393 p.
- Levandowski, J.H., 2009. *Petrologia e geoquímica das camadas de carvão e sua relação com gás natural determinado no poço CBM 001-STRS, Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 81 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Mason, R. 1990. *Petrology of the Metamorphic Rocks*. London, Unwin-Hyman, 230 p.
- Menezes, L.A.B., Bellieni, G., Girardi, V.A.V., Bastos Leal, L.R., Teixeira, W. & Piccirillo, E.M. 1995. Contribuição ao Estudo Petrológico e Geoquímico dos Enxames de Diques Máficos de Uauá, Bahia, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 9: 61-90.
- Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R. & Brito-Neves B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano - evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Becca, p. 265-279.
- Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A. & França A.B. 2007a. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 265-287.
- Milani, E.J., França, A.B. & Medeiros, R.A. 2007b. Roteiros Geológicos: Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 135-162.

- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52: 535–550.
- Paula, C., Gomes, R.P., & Benedett, J.V. 1989. Prospecção na bacia de Santa Terezinha-Osório-RS: resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CARVÃO, 2, 1989, Porto Alegre. *Anais do II Congresso Brasileiro de Carvão*, Porto Alegre, UFRGS/Secretaria de Energia, Minas e Comunicações do Estado do Rio Grande do Sul, v. 1, p. 83-102.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): Classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55: 119-139.
- Pereira, A., Cruz, P.R. & Pinheiro, L. 2003. Recursos minerais energéticos: Carvão e Urânio. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves J.H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 577-601.
- Pereira, A., Ferreira, J.A.F., Albuquerque, L.F. & Süffert, T., 1998. Carvão fóssil. *Estudos Avançados*, 12: 89-106.
- Poelchau, H.S., Baker, D.R., Hantschel, T., Horsfield, B. & Wygrala, B. 1997. Basin simulation and the design of the conceptual basin model. In: Welte, D.H., Horsfield, B. & Baker, D.R. (Eds.). *Petroleum and basin evolution*. Heidelberg, Springer, p. 3-70.
- Quintas, M.C.L., Mantovani, M.S.M. & Zalán, P.V. 1999. Contribuição ao Estudo da Evolução Mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 217-226.
- Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F. & Nogueira, A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, SBG, v.1, p. 41-66.
- Selvakumaran, P., Lawrence, A., Lakshminarasimhan, M. & Bakthavatsalam, A.K. 2013. Mineralogical influence of mining intrusions in CFB combustion of Indian lignite. *International Journal of Energy and Environmental Engineering*, 4(34): 1-11.

- Souza, I.V.A., Mendonça Filho, J.G. & Menezes, T.R. 2008. Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas em um horizonte potencialmente gerador da Bacia do Paraná: Formação Irati. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 138–148.
- Sturm, R. 2002. PX-NOM - an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. *Computers & Geosciences*, 28 (4): 473-483.
- Sweeney, J.J. & Burnham A.K. 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *AAPG Bulletin*, 74(10): 1559-1570.
- Vaughan, F. 1955. Energy changes when kaolin minerals are heated. *Clay Minerals Bulletin*, 2: 265-274.
- Venturelli, G. & Paganelli, M. 2007. Sintering behavior of clays for the production of ceramics. *Process Engineering*, 84(5): 1-4.
- Wager, L. R. & Brown, G. M. 1967. *Layered igneous rocks*. Edinburgh, Oliver and Boyd Ltd., 588 p.
- Wang, D., Song, Y., Xu, H., Ma, X. & Zhao, M. 2013. Numerical modeling of thermal evolution in the contact aureole of a 0.9m thick dolerite dike in the Jurassic siltstone section from Isle of Skye, Scotland. *Journal of Applied Geophysics*, 89: 134-140.
- Yao, Y., Liu, D. & Huang, W. 2011. Influences of igneous intrusions on coal rank, coal quality and adsorption capacity in Hongyang, Handan and Huaibei coalfields, North China. *International Journal of Coal Geology*, 88: 135–146.
- Zalán, P.V., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Appi, V.T., Wolff, S., Vieira, I.S. & Zanotto, O.A. 1991. Bacia do Paraná. In: Gabaglia G.P.R. & Milani E.J. (Eds.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p. 135-168.

Legendas de ilustrações

Figura 1. Mapa de localização da Bacia de Paraná na América do Sul, distribuição das principais jazidas de carvão no Rio Grande do Sul e Santa Catarina e litoestratigrafia mostrando a Formação Rio Bonito de idade permiana (modificado de Pereira *et al.*, 1998).

Figura 2: Geologia da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007b).

Figura 3: Log da litologia e distribuição das camadas de carvão do poço CBM-001-ST-RS, com identificação das parasequências (modificado de Levandowski, 2009).

Figura 4: Localização dos furos de sondagem na área da jazida Santa Terezinha utilizados no presente estudo.

Figura 5: Fotomicrografias de amostras de diabásio mostrando: (A) Diabásio da margem resfriada das intrusões com textura hialopilítica, abundante vidro vulcânico e microlitos esqueléticos de plagioclásio, piroxênio e minerais metálicos; (B) e (C) Diabásio da zona central das intrusões, exibindo intercrescimento submicrográfico de plagioclásio e clinopiroxênio; (D) Microfenocristal de clinopiroxênio totalmente substituído por carbonatos e clorita; (E) Microfenocristal de olivina parcialmente substituído por carbonatos, serpentinas e clorita.

Tabela 1. Química mineral das augitas e pigeonitas

Tabela 2. Geotermometria de clinopiroxênios

Tabela 3. Mineralogia da fração de argilominerais ($< 4\mu\text{m}$) das rochas encaixantes. Ili = illita; Cau = caulinita; Clo = clorita; D = espessura da intrusão; X = distância desde as rochas encaixantes até a margem da intrusão. *Próximo a intrusão de 0,53 m de espessura.

Tabela 4. Dados de entrada do modelo sedimentar para a simulação do poço CBM-001-ST-RS.

Figura 6: Comparação de dados de reflectância de vitrinita do poço CBM-001-ST-RS com dados simulados para os cenários 1 e 2. A linha contínua roxa representa os dados de Ro% simulados e os pontos rosados os valores medidos.

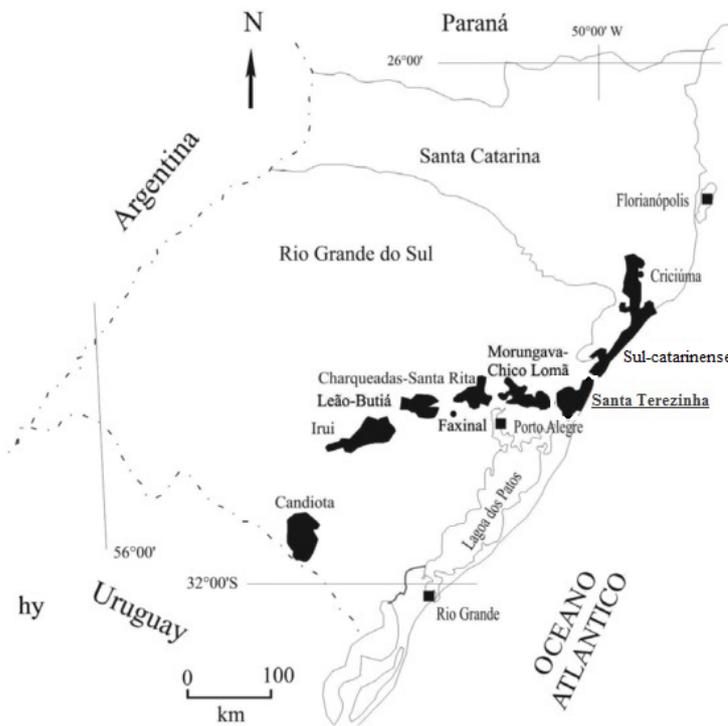
Figura 7: Variação de reflectância de vitrinita na proximidade de intrusão de diabásio de 2,21 m de espessura no poço CBM-001-ST-RS. D = espessura da intrusão; X = distância desde as rochas encaixantes até a margem da intrusão. Para simplificar o cálculo foi considerada uma intrusão de 2,21 m, equivalente à somatória da espessura das duas intrusões registradas.

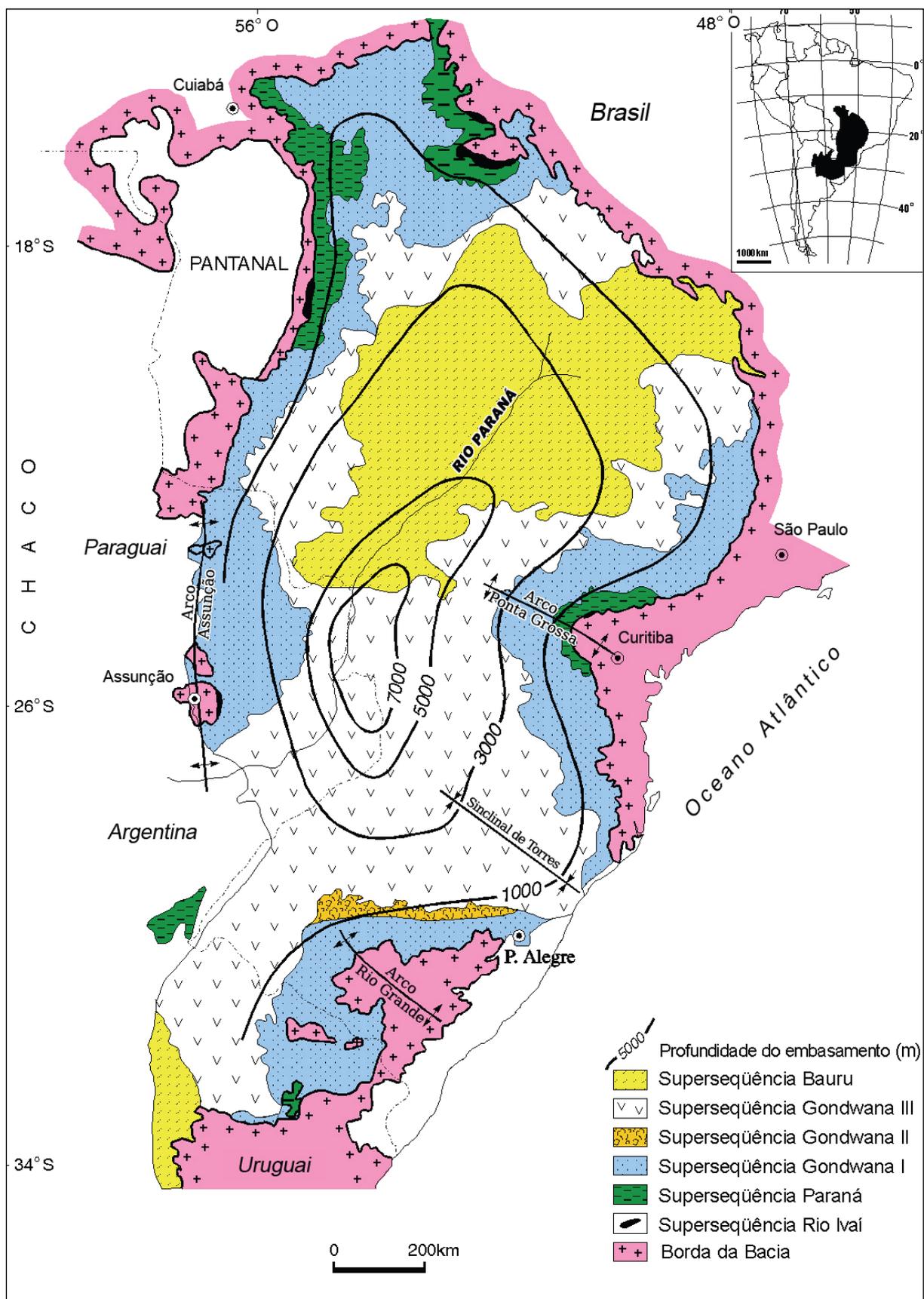
Tabela 5. Temperaturas-pico calculadas a partir de dados de Ro% medidos no poço CBM-001-ST-RS.

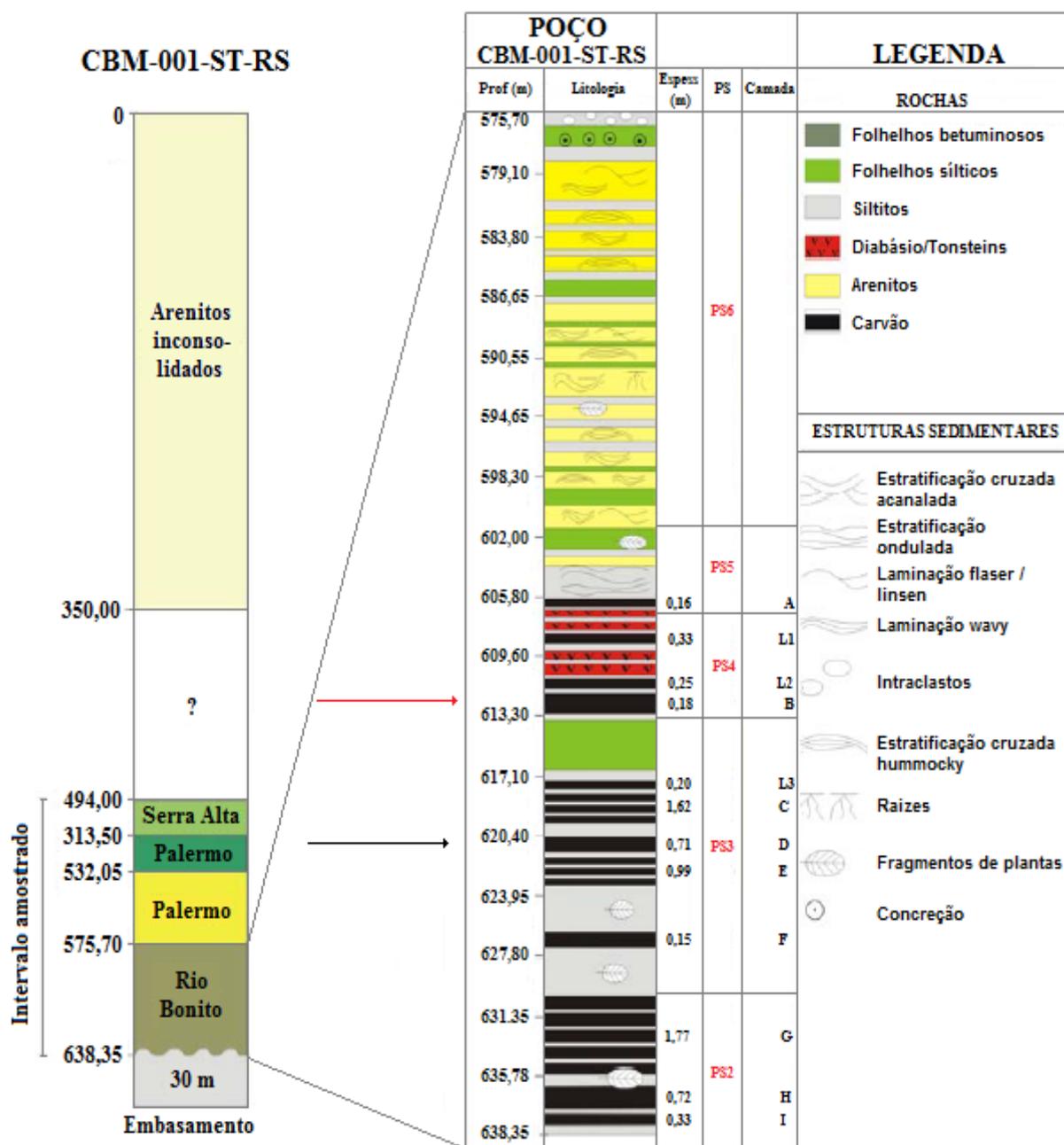
Tabela 6. Dados de Ro% simulados e cálculos de temperatura para os cenários 1 e 2.

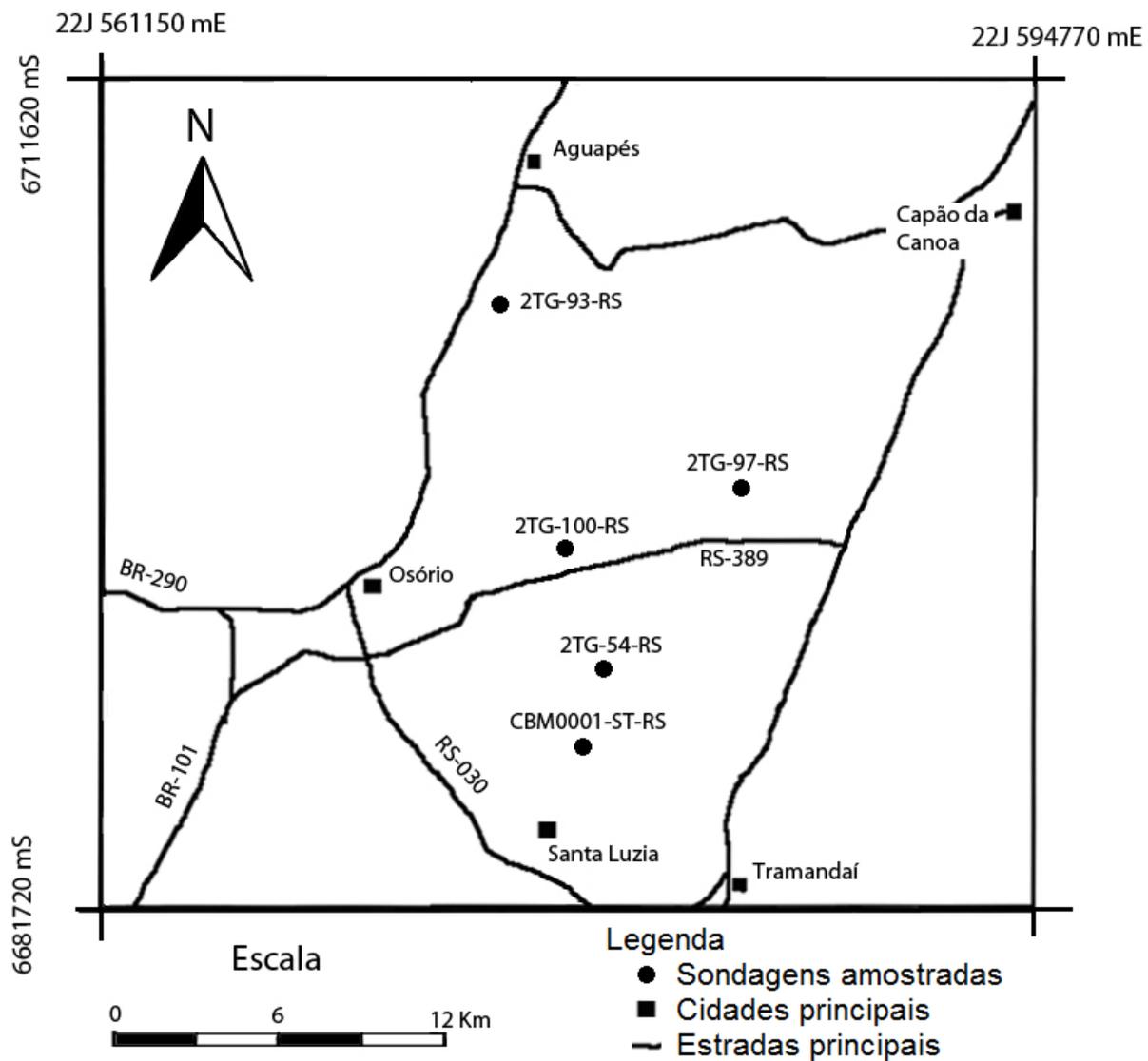


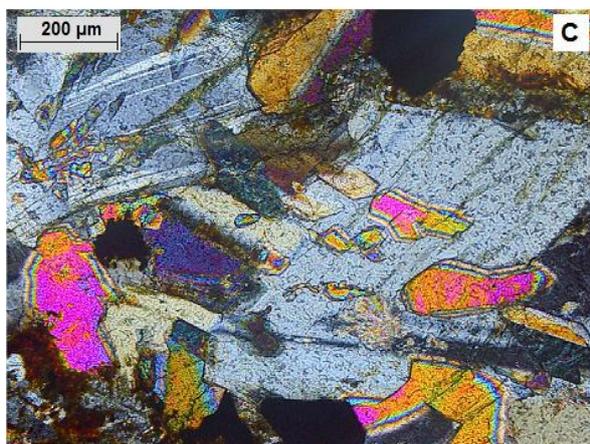
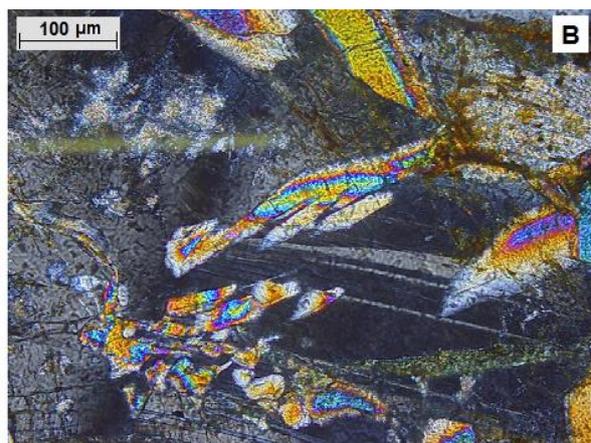
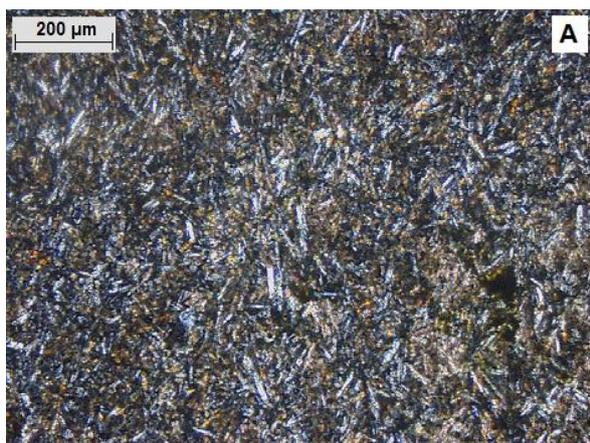
	Idade	Litoestratigrafia	
		Grupo	Formação
PERMIANO	KUNGURIAN	Passa Dois	Irati
		Guatá	Palermo
	ARTINSKIAN		Rio Bonito
		SAKMARIAN	Itararé











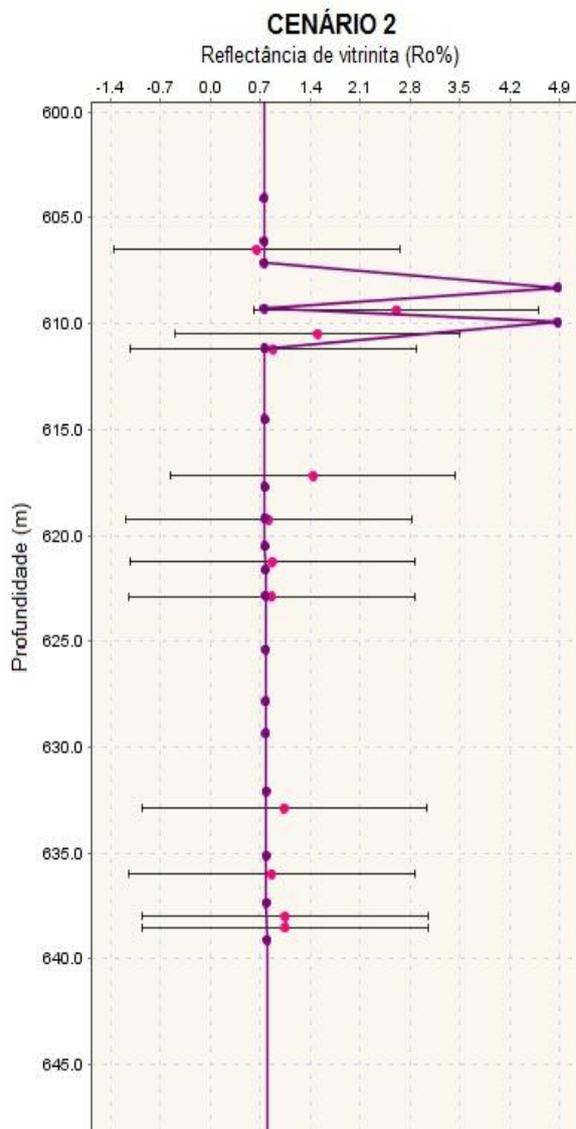
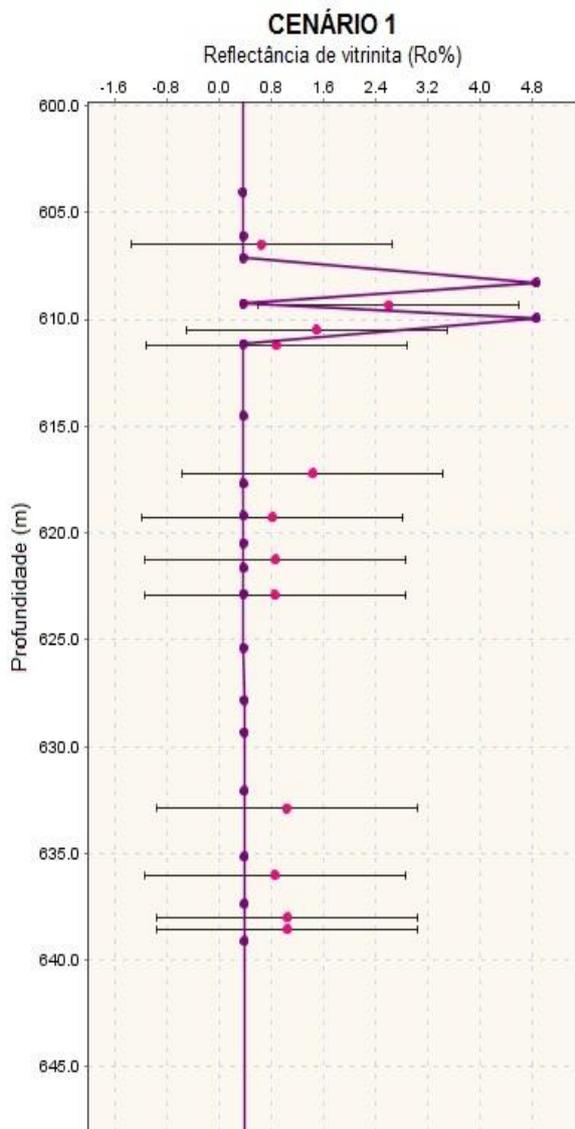
No.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	48,85	50,34	50,77	50,13	51,16	51,52	50,98	50,98	51,34	51,28	52,99	50,44	52,40	52,83
TiO ₂	1,21	0,82	0,83	0,83	0,78	0,56	0,71	0,59	0,57	0,59	0,37	0,45	0,28	0,37
Al ₂ O ₃	3,28	3,20	2,81	3,58	2,76	2,56	3,04	2,36	1,81	2,76	1,39	0,86	0,90	1,41
FeO	14,94	11,97	13,06	11,62	13,48	9,23	11,00	16,99	13,69	9,55	10,51	26,83	21,43	19,55
MnO	0,34	0,25	0,36	0,27	0,29	0,27	0,22	0,44	0,34	0,27	0,21	0,64	0,45	0,45
MgO	13,19	14,84	15,48	14,59	15,98	16,14	16,00	17,54	15,48	16,18	17,15	15,33	19,97	20,97
CaO	17,70	18,10	16,91	18,61	16,06	19,39	18,22	10,26	17,00	18,88	17,82	5,85	5,23	5,74
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,26	0,23	0,21	0,28	0,16	0,25	0,27	0,35	0,22	0,25	0,23	0,03	0,04	0,07
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,02	0,07	0,04	0,20	0,10	0,03	0,05	0,14	0,05	0,00	0,00	0,02
Total	99,77	99,76	100,45	99,98	100,70	100,12	100,54	99,53	100,50	99,90	100,72	100,44	100,68	101,41
Si	1,85	1,88	1,89	1,87	1,90	1,90	1,88	1,91	1,91	1,90	1,94	1,94	1,95	1,94
Ti	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al (T)	0,15	0,12	0,11	0,13	0,10	0,10	0,12	0,09	0,08	0,10	0,06	0,04	0,04	0,06
Al (M1)	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺ (T)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Fe ³⁺ (M1)	0,10	0,06	0,07	0,07	0,05	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07	0,05	0,04	0,04	0,05
Fe ²⁺	0,37	0,31	0,34	0,29	0,37	0,22	0,26	0,47	0,35	0,23	0,28	0,81	0,62	0,55
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	0,75	0,83	0,86	0,81	0,88	0,89	0,88	0,98	0,86	0,89	0,94	0,88	1,11	1,15
Ca	0,72	0,73	0,67	0,74	0,64	0,77	0,72	0,41	0,68	0,75	0,70	0,24	0,21	0,23
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
En	38,25	42,76	44,02	42,13	45,33	45,58	45,21	50,56	43,52	45,89	47,68	43,86	55,46	57,75
Wo	36,89	37,48	34,57	38,62	32,75	39,36	36,99	21,26	34,35	38,48	35,60	12,04	10,44	11,35
Fs	24,87	19,76	21,41	19,25	21,92	15,06	17,80	28,18	22,13	15,63	16,72	44,10	34,10	30,90
Nome	Augita	Pigeonita	Pigeonita	Pigeonita										

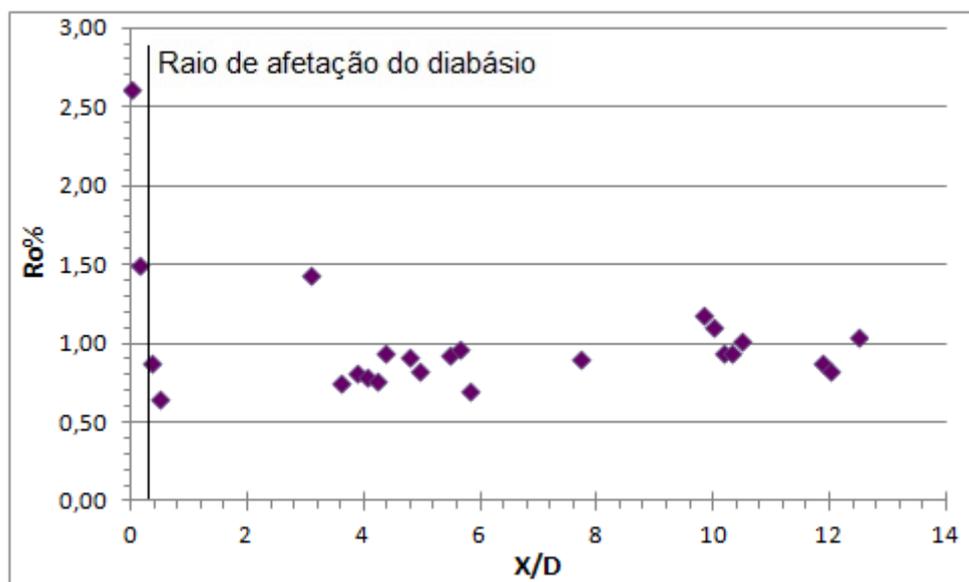
Augita medida			Pigeonita calculada			T (°C)
X _{En}	X _{Wo}	X _{Fs}	X _{En}	X _{Wo}	X _{Fs}	(P = 5 kb)
0,4676	0,3781	0,1542	0,662	0,106	0,232	1153
0,489	0,328	0,183	0,634	0,117	0,249	1165
0,475	0,325	0,200	0,609	0,120	0,272	1152
0,456	0,323	0,222	0,577	0,123	0,300	1135
0,459	0,205	0,336	0,459	0,205	0,336	1165
0,484	0,364	0,153	0,673	0,088	0,240	1094
0,497	0,328	0,174	0,648	0,116	0,237	1173
0,473	0,350	0,177	0,637	0,099	0,264	1109
0,492	0,323	0,185	0,633	0,120	0,247	1174
0,472	0,334	0,194	0,615	0,113	0,272	1137
0,489	0,328	0,183	0,635	0,117	0,249	1165
0,471	0,307	0,221	0,580	0,136	0,284	1170
0,389	0,313	0,298	0,469	0,136	0,395	1083
0,423	0,333	0,244	0,538	0,116	0,346	1087
0,458	0,341	0,202	0,601	0,108	0,291	1110
0,471	0,307	0,221	0,580	0,136	0,284	1170
0,458	0,341	0,202	0,601	0,108	0,291	1110
0,466	0,308	0,226	0,573	0,135	0,291	1163
0,500	0,358	0,142	0,693	0,091	0,216	1125
0,528	0,319	0,152	0,529	0,319	0,152	1039
0,456	0,323	0,222	0,577	0,123	0,300	1135
0,495	0,348	0,156	0,673	0,099	0,228	1139
0,500	0,335	0,165	0,661	0,110	0,229	1166

Pigeonita medida			Augita calculada			T (°C)
X _{En}	X _{Wo}	X _{Fs}	X _{En}	X _{Wo}	X _{Fs}	(P=5 kb)
0,450	0,113	0,437	0,361	0,341	0,298	1018
0,549	0,111	0,340	0,426	0,339	0,235	1080
0,579	0,112	0,309	0,447	0,337	0,216	1105

Amostra	Litologia	Profundidade no perfil (m)	Distancia desde o contato (m)	X/D	Posição respeito ao contato	Espessura da intrusão principal	Minerais da fração <4 μ m		
							Ili	Cau	Clo
TG-54-2	Siltito	629,75	16,10	1,57	Superior	10,28	x	x	
TG-54-3	Siltito	632,55	13,30	1,29	Superior	10,28	x	x	
TG-54-4	Arenito fino	634,35	11,50	1,12	Superior	10,28	x	x	
TG-54-7	Siltito	639,2	6,65	0,65	Superior	10,28	x	x	
TG-54-9	Siltito	641,25	4,60	0,45	Superior*	10,28	x		x
TG-54-13	Siltito	660,55	4,42	0,43	Inferior	10,28		x	
TG-54-15	Siltito	664,2	8,07	0,79	Inferior	10,28		x	
TG-54-17	Siltito	668,3	12,17	1,18	Inferior	10,28		x	
TG-93-4	Arenito fino	829,05	23,45	0,69	Superior	34	x		x
TG-93-9	Arenito fino	840,2	12,30	0,36	Superior	34	x	x	
TG-93-14	Arenito fino	851,95	0,55	0,02	Superior	34			x
TG-93-22	Siltito	890,8	4,30	0,13	Inferior	34		x	
TG-93-27	Folhelho carbonoso	900,15	13,65	0,40	Inferior	34		x	
TG-93-35	Siltito	916,75	30,25	0,89	Inferior	34	x	x	
TG-97-3	Siltito	727,65	10,55	2,99	Superior	10,7		x	x
TG-97-6	Siltito	732,85	5,35	2,01	Superior	10,7		x	x
TG-97-9	Siltito	738,15	0,05	1,01	Superior	10,7	x	x	
TG-97-15	Siltito	752,05	3,15	0,59	Inferior	10,7	x	x	
TG-97-17	Siltito	755,35	6,45	1,22	Inferior	10,7	x	x	
TG-97-18	Conglomerado	757,75	8,85	1,67	Inferior	10,7			x
TG-100-9	Siltito	796,8	8,70	0,90	Superior	9,62	x	x	
TG-100-11	Siltito	801	4,50	0,47	Superior	9,62	x	x	
TG-100-13	Siltito	803,9	1,60	0,17	Superior	9,62	x	x	
TG-100-16	Siltito	812,05	0,00	0,00	Intermedia entre duas intrusões	9,62			x
TG-100-20	Siltito	815,15	0,03	0,00	Inferior	9,62	x	x	
TG-100-23	Siltito	821,1	5,98	0,62	Inferior	9,62	x	x	
TG-100-25	Siltito	824,85	9,73	1,01	Inferior	9,62	x	x	

Formação	Final da Formação no poço (m)	Espessura (m)	Idade de deposição antes do Presente (Ma)		Litologia asignada	COT (%)	Heat Flow (W/m ²)
			Desde	Até			
Cenozoico	350,00	350,00	66,0	0,0	Sed. Incons.		69
Serra Geral	362,00	12,00	135,0	130,0	Basalto		100
Botucatu	418,00	56,00	152,0	135,0	Arenito		69
Rio do Rasto	448,00	30,00	255,0	251,9	Arenito		69
	454,00	6,00	258,0	255,0	Conglomerado		69
	474,00	20,00	261,0	258,0	Siltito		69
Teresina	494,00	20,00	268,8	261,0	Siltito		69
Serra Alta	507,00	13,00	272,0	268,8	Siltito		69
	513,50	6,50	274,0	272,0	Arenito		69
Iratí	515,50	2,00	274,3	274,0	Diabásio		69
	520,20	4,70	274,8	274,3	Siltito		69
	521,20	1,00	275,3	274,8	Marga		69
	532,05	10,85	276,0	275,3	Siltito		69
Palermo	575,70	43,65	278,0	276,0	Siltito		69
Rio Bonito	579,00	3,30	278,4	278,0	Folhelho		69
	585,20	6,20	278,9	278,4	Arenito síltico		69
	586,65	1,45	279,3	278,9	Folhelho		69
	591,00	4,35	279,8	279,3	Arenito síltico		69
	597,00	6,00	280,2	279,8	Arenito síltico		69
	602,50	5,50	280,6	280,2	Folhelho		69
	605,60	3,10	281,1	280,6	Siltito		69
	606,62	1,02	281,3	281,1	Carvão		69
	607,62	1,00	281,5	281,3	Siltito		69
	608,97	1,35	281,9	281,5	Diabásio		69
	609,57	0,60	282,4	281,9	Carvão		69
	610,40	0,83	283,3	282,4	Diabásio		69
	611,41	1,01	283,7	283,3	Carvão		69
	617,00	5,59	285,0	283,7	Folhelho		69
	618,38	1,38	285,4	285,0	Carvão	26,02	69
	620,30	1,92	286,3	285,4	Carvão	52,07	69
	622,24	1,94	286,8	286,3	Siltito		69
	623,46	1,22	288,1	286,8	Carvão	46,73	69
	627,30	3,84	288,5	288,1	Siltito		69
	628,35	1,05	288,9	288,5	Carvão		69
	630,35	2,00	289,4	288,9	Siltito		69
	633,81	3,46	289,8	289,4	Carvão	36,60	69
	636,47	2,66	290,3	289,8	Siltito		69
	638,22	1,75	290,7	290,3	Carvão	37,49	69
	640,00	1,78	292,0	290,7	Siltito		69
Taciba	664,40	24,40	295,0	292,0	Arenito		69
Embasam.	670,00						





Prof. (m)	Ro%	T _{pico} (°C)
606,5	0,65	100,74
609,35	2,61	212,85
610,48	1,5	168,18
611,2	0,88	125,17
617,2	1,44	164,89
618,5	0,76	113,35
619,1	0,82	119,48
619,35	0,79	116,47
619,7	0,77	114,41
620,1	0,94	130,49
621	0,92	128,76
621,4	0,83	120,46
622,5	0,93	129,63
622,93	0,97	133,03
623,25	0,71	107,86
625,37	0,91	127,88
632,18	1,19	149,51
632,51	1,11	143,9
632,92	0,95	131,35
633,3	0,94	130,49
633,62	1,02	137,08
636,64	0,88	125,17
637	0,83	120,46
638	1,05	139,42

Cenário 1			Cenário 2		
Prof. (m)	Ro%	T _{pico} (°C)	Prof. (m)	Ro%	T _{pico} (°C)
606,5	0,3536	51,65	606,5	0,7552	112,84
609,35	0,3544	51,83	609,35	0,7563	112,96
610,4	0,3552	52,01	610,4	0,7571	113,04
617	0,3574	52,51	617	0,7590	113,25
618,38	0,3583	52,71	618,38	0,7617	113,53
622,24	0,3595	52,98	622,24	0,7642	113,80
625,3	0,3603	53,16	625,3	0,7669	114,08
632,35	0,3622	53,58	632,35	0,7686	114,26
636,47	0,3644	54,07	636,47	0,7700	114,41
637,86	0,3674	54,73	637,86	0,7722	114,64

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

- As camadas sedimentares da jazida de carvão Santa Terezinha são intrudidas por diques e soleiras de diabásio de afinidade toleítica que geram mudanças expressivas no *rank* dos carvões associados.

- As temperaturas de cristalização do diabásio, avaliada por geotermômetro de clinopiroxênio, atingem aproximadamente 1136 °C.

- Os estudos de difração de raios-X demonstram que o efeito térmico sobre os argilominerais das rochas encaixantes é refletido pela neoformação de clorita, havendo drástica redução no conteúdo de caulinita nas mesmas amostras. Esta aureola térmica é assimétrica e claramente exposta na parte superior em relação ao contato intrusivo, alcançando espessuras menores de 1 metro a partir da margem das intrusões. Na parte inferior dos perfis os efeitos térmicos são minimizados. Aparentemente, a neoformação de clorita é incrementada pela exsudação de fluidos a partir dos contatos intrusivos.

- Os valores de reflectância de vitrinita em amostras do poço CBM-001-ST-RS, permitem definir uma temperatura-pico de ~213 °C nas camadas de topo da secção, onde se localizam as intrusões de diabásio. Nas camadas inferiores as temperaturas calculadas são da ordem de 120°C. Existe uma evidente correlação inversa entre os valores de reflectância da vitrinita com a distância dos contatos intrusivos. Os efeitos térmicos observados na reflectância da vitrinita são sentidos até distâncias aproximadas de 0,3 vezes a espessura das intrusões.

- O programa TemisFlow utilizado para o modelamento térmico das camadas de carvão não se mostrou uma ferramenta sensível para avaliar os efeitos térmicos, provavelmente, em decorrência da pequena espessura das soleiras de diabásio.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aboarrage, A.M. & Lopes, R. da C. 1986. *Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica, Relatório Final*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 223 p.

Al-Hajeri, M.M., Al Saeed, M., Derks, J., Fuchs, T., Hantschel, T., Kauerauf, A., Neumaier, M., Schenk, O., Swientek, O., Tessen, N., Welte, D., Wygrala, B., Kornpihl, D. & Peters, K. 2009. Basin and petroleum system modeling. *Oilfield Review*, 21 (2): 14-29.

Allen, P.A. & Allen, J.R. 2005. *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*. Malden, Wiley-Blackwell, 549 p.

Alsaab, D., Elie, M., Izart, A., Sachsenhofer, R.F., Privalov, V.A., Suarez-Ruiz, I., Martinez, L. & Panova, E.A. 2009. Distribution of thermogenic methane in Carboniferous coal seams of the Donets Basin (Ukraine): “Applications to exploitation of methane and forecast of mining hazards”. *International Journal of Coal Geology*, 78: 27–37.

Alsaab, D., Izart, A., Elie, M., Sachsenhofer, R.F. & Privalov, V.A. 2007. Coalification, Gas Generation and Migration in Donets Basin (Ukraine): 2D and 3D Modelling Study. *In: AAPG HEDBERG RESEARCH CONFERENCE. BASIN MODELLING PERSPECTIVES: INNOVATIVE DEVELOPMENTS AND NOVEL APPLICATIONS, 2007, The Hague. Abstracts AAPG Hedberg Research Conference, The Hague, AAPG, 3 p.*

Andersen, D.J., Lindsley, D.H. & Davidson, P.M. 1993. QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers and Geosciences*, 19:1333-1350.

BeicipFranlab. 2013. *TemisFlow: Multi-Dimensional Basin Modeling*. Rueil-Malmaison, BeicipFranlab, 2 p.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J.R. & Roisenberg, A. 1984. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin, *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlung*, 150:273-306.

Brückmann, M., Hartmann, L.A., Tassinari, C.C.G., Sato, K & Baggio, S.B. 2014. Duração do magmatismo no Grupo Serra Geral, província vulcânica Paraná. In: Hartmann, L.A. & Baggio, S.B. (Eds.). *Metalogenia e exploração mineral no Grupo Serra Geral*. Porto Alegre, Gráfica da UFRGS, IGeo, p. 233-246.

Cathey, H.E. & Nash, B.P. 2009. Pyroxene thermometry of rhyolite lavas of the Bruneau-Jarbidge volcanic center, central Snake River Plain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188: 173-185.

Clauser, C., & Huenges, E. 1995. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. In: Ahrens, T.J. (Ed.). *Rock Physics and Phase Relations - a Handbook of Physical Constants*. Washington, American Geophysical Union Reference Shelf 3, p. 105-126.

Costa, J.B. 2014. *Estudo geoquímico e petrográfico em carvões sulbrasileiros localizados na bacia do Paraná na formação Rio Bonito/Permiano*. Porto Alegre, 153 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Química, Instituto de Química, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

CPRM. 2008. *Geologia da folha Gravataí (SH.22-X-C-V)*. Brasília, CPRM, 78p.

Flores, R.M. 2013. *Coal and Coalbed Gas: Fueling the Future*. San Diego, Elsevier, 720 p.

Golab, A.N., Hutton, A.C. & French, D., 2007. Petrography, carbonate mineralogy and geochemistry of thermally altered coal in Permian coal measures, Hunter Valley, Australia. *International Journal of Coal Geology*, 70: 150–165.

Gomes, A.J.L. 2009. *Avaliação de Recursos Geotermiais da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro, 170 p. Tese de Doutorado em Geofísica, Coordenação de Pós-graduação em Geofísica, Observatório Nacional/MCT, Rio de Janeiro.

- Gurba, L.W. & Weber, C.R. 2001. Effects of igneous intrusions on coalbed methane potential, Gunnedah Basin, Australia. *International Journal of Coal Geology*, 46: 113-131.
- Hamza, V.M., Dias, F.J.S.S., Gomes, A.J.L. & Terceros, Z.G.D. 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152: 223-256.
- Hamza, V.M. & Eston, S.M. 1981. Assessment of Geothermal resources of Brazil, *Zbl. Geol. Palaontol.*, 1: 128-155.
- Hertle, M. & Littke, R. 2000 Coalification pattern and thermal modelling of the Permo-Carboniferous Saar Basin (SW-Germany). *International Journal of Coal Geology*, 42: 273–296.
- Holz, M., Vieira, P.E. & Kalkreuth, W. 2000. The Early Permian coal-bearing succession of the Paraná Basin in southernmost Brazil: Depositional model and sequence stratigraphy. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 424-426.
- Holz, M. & Kalkreuth, W.D. 2004. Sequence Stratigraphy and coal petrology applied to the Early Permian coalbearing Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *AAPG Studies in Geology*, 51: 147-167.
- Hurter, S. & Pollack, H.N. 1996. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 101: 8659-8671.
- Hurter, S.J. & Pollack, H.N. 1995. Effect of the Cretaceous Serra Geral igneous event on the temperatures and heat flow of the Paraná Basin, southern Brazil. *Basin Research*, 7: 215-220.
- Incropera, F.P., Dewitt, D.P., Bergman, T.L. & Lavine, A.S. 1998. *Fundamentos de Transferência de Calor e de Massa*. Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos, 645 p.

Jackson, M.P.A., Cramez, C., & Fonck, J.M. 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, 17:477-498.

Kalkreuth, W., Holz, M., Levandowski, J., Kern, M., Casagrande, J., Weniger, P. & Krooss, B. 2013. The coalbed methane (CBM) potential and CO₂ storage capacity of the Santa Terezinha Coalfield, Paraná Basin, Brazil - 3D modelling, and coal and carbonaceous shale characteristics and related desorption and adsorption capacities in samples from exploration Borehole CBM001-ST-RS. *Energy Exploration & Exploitation*, 31(4): 485–527.

Kalkreuth, W., Holz, M., Casagrande, J., Cruz, R., Oliveira, T., Kern, M., Levandowski, J. & Rolim, S., 2008. O potencial de coalbed methane (CBM) na jazida da Santa Terezinha - modelagem 3D e avaliação do poço de exploração CBM001-ST-RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: 3-17.

Kalkreuth, W., Holz, M., Kern, M., Burger, H., Schauf, A., Prissang, R., Lemos de Sousa, M. & Rodriguez, C. 2003. The Coalbed Methane Potential of the Paraná Basin. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 2, 2003, Rio de Janeiro. *Anais do 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, p. 1-6.

Kalkreuth, W., Holz, M., Kern, M., Machado, G., Mexias, A., Silva, M.B., Willett, J., Finkelman, R. & Burger, H. 2006. Petrology and chemistry of Permian coals from the Paraná Basin: 1. Santa Terezinha, Leão-Butiá and Candiota Coalfields, Rio Grande do Sul, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 68, 79-116.

Kern, M.L. 2002. *Avaliação do potencial gerador de metano das jazidas de Chico Lomã e Santa Terezinha, nordeste do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 182p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Killops, S.D, Killops, V.J., 2005. *Introduction to Organic Geochemistry*. Malden, Blackwell Publishing, 393 p.

King, V.P.S. 2003. *Análise térmica transiente e tridimensional em rochas sedimentares*. Rio de Janeiro, 73 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Engenharia Civil, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Kjeldstad, A., Langtangen, H.P., Skogseid, J. & Bjorlykke, K. 2003. Simulation of sedimentary basins. *In: Langtangen H.P. & Tveito A. (Eds.). Advanced topics in computational partial differential equations - numerical methods and diffpack programming*. Berlin, Springer-Verlag, p. 611-658.

Krevelen, D.W. 1981. *Coal: typology, chemistry, physics, constitution*. Amsterdam, Elsevier, 514 p.

Levandowski, J.H., 2009. *Petrologia e geoquímica das camadas de carvão e sua relação com gás natural determinado no poço CBM 001-STRS, Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 81 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R. & Brito-Neves B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano - evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Becca, p. 265-279.

Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A. & França, A.B. 2007a. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 265-287.

Milani, E.J., França, A.B. & Medeiros, R.A. 2007b. Roteiros Geológicos: Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 135-162.

Milani, E.J., França, A.B. & Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 69-82.

Milani, E.J. & Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22:199-205.

Mohriak, W.U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. *In*: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 87-165.

Paula, C., Gomes, R.P., & Benedett, J.V. 1989. Prospecção na bacia de Santa Terezinha-Osório-RS: resultados preliminares. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE CARVÃO, 2, 1989, Porto Alegre. *Anais do II Congresso Brasileiro de carvão*, Porto Alegre, UFRGS/Secretaria de Energia, Minas e Comunicações do Estado do Rio Grande do Sul, v. 1, p. 83-102.

Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): Classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletim of Volcanology*, 55: 119-139.

Pereira, A., Cruz, P.R. & Pinheiro, L. 2003. Recursos minerais energéticos: Carvão e Urânio. *In*: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves J.H. (Eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 577-601.

Pereira, A., Ferreira, J.A.F., Albuquerque, L.F. & Süffert, T., 1998. Carvão fóssil. *Estudos Avançados*, 12: 89-106.

Renton, J.J. 2013. Depositional characteristics of coal beds. *In*: Bise, C.J. (Ed.). *Modern American Coal Mining: Methods and Applications*. Denver, Society for Mining, Metallurgy and Exploration, p. 25-49.

Rimmer, S.M., Yoksoulian, L.E. & Hower, J.C. 2009. Anatomy of an intruded coal, I: Effect of contact metamorphism on whole-coal geochemistry, Springfield (No. 5) (Pennsylvanian) coal, Illinois Basin. *International Journal of Coal Geology*, 79: 74–82.

Salgado, L.M., 2007. *Avaliação do efeito térmico das soleiras de diabásio nas rochas geradoras da Formação Irati (Bacia do Paraná, Brasil) através de técnicas de modelagem numérica*. Rio de Janeiro, 96 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Análises de Bacias e Faixas Móveis, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado de Rio de Janeiro.

Schneider, R.L., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F. & Nogueira, A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, SBG, v.1, p. 41-66.

Senglaub, Y., Littke, R. & Brix, M.R. 2006. Numerical modelling of burial and temperature history as an approach for an alternative interpretation of the Bramsche anomaly, Lower Saxony Basin. *International Journal of Earth Sciences*, 95: 204–224.

Serth, R.W & Lestina, T. 2014. *Process Heat Transfer: Principles, Applications and Rules of Thumb*. Oxford, Academic Press, 632 p.

Siegel, R. 2001. *Thermal Radiation Heat Transfer*. Bristol, Taylor & Francis, 864 p.

Skoog, D. A., Holler, F. J. & Nieman, T. A. 2002. *Princípios de Análise Instrumental*. São Paulo, Bookman, 836 p.

Stewart, A.K., Massey, M., Padgett, P.L., Rimmer, S.M. & Hower, J.C. 2005. Influence of a basic intrusion on the vitrinite reflectance and chemistry of the Springfield (No. 5) coal, Harrisburg, Illinois. *International Journal of Coal Geology*, 63: 58– 67.

Sturm, R. 2002. PX-NOM - an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. *Computers & Geosciences*, 28 (4): 473-483.

Sweeney, J.J. & Burnham A.K. 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *AAPG Bulletin*, 74(10): 1559-1570.

Thomas, L. 2002. *Coal Geology*. England, John Wiley & Sons Ltd, 384 p.

Tissot, B.P. & Welte, D.H. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. New York, Springer-Verlag, 699 p.

Wang, D., Zhao, M. & Qi, T. 2012. Heat-Transfer-Model Analysis of the Thermal Effect of Intrusive Sills on Organic-Rich Host Rocks in Sedimentary Basins. *In: Dar I.A. (Ed.). Earth Sciences*. Shanghai, Pub. InTech, p. 91-98.

Watts, A.B., Karner, G.D. & Steckler, M.S. 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 305(1489): 249-281.

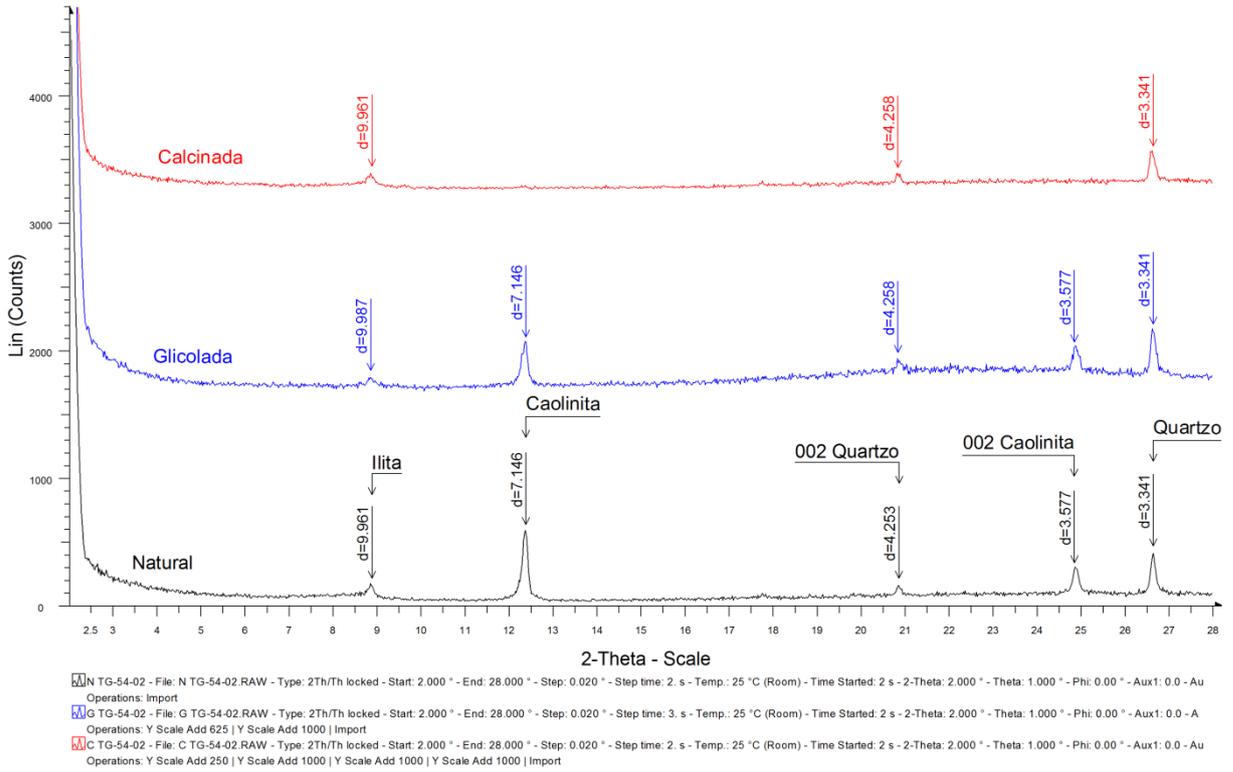
Yao, Y., Liu, D. & Huang, W. 2011. Influences of igneous intrusions on coal rank, coal quality and adsorption capacity in Hongyang, Handan and Huaibei coalfields, North China. *International Journal of Coal Geology*, 88: 135–146.

Zalán, P.V., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Appi, V.T., Wolff, S., Vieira, I.S. & Zanutto, O.A. 1991. Bacia do Paraná. *In: Gabaglia G.P.R. & Milani E.J. (Eds.). Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p. 135-168.

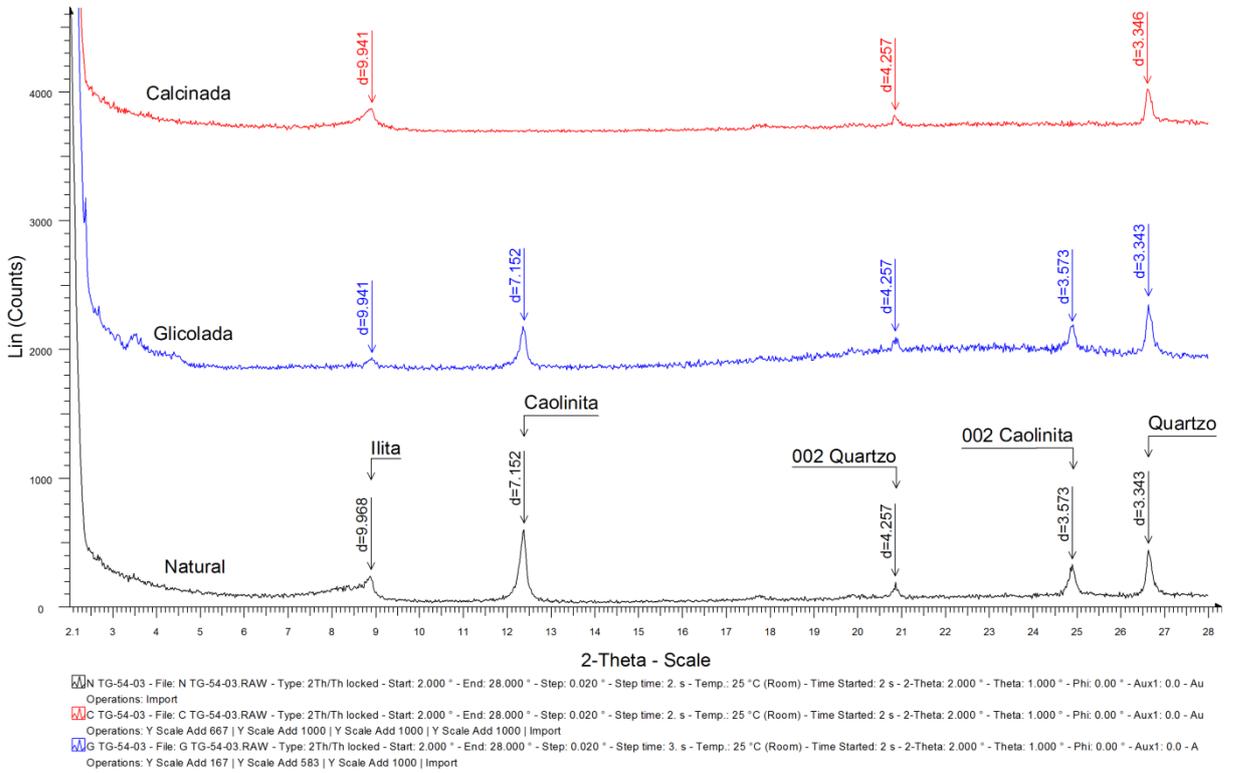
ANEXOS

Anexo 1. Difratogramas de Raios-X para amostras do poço 2TG-54-RS

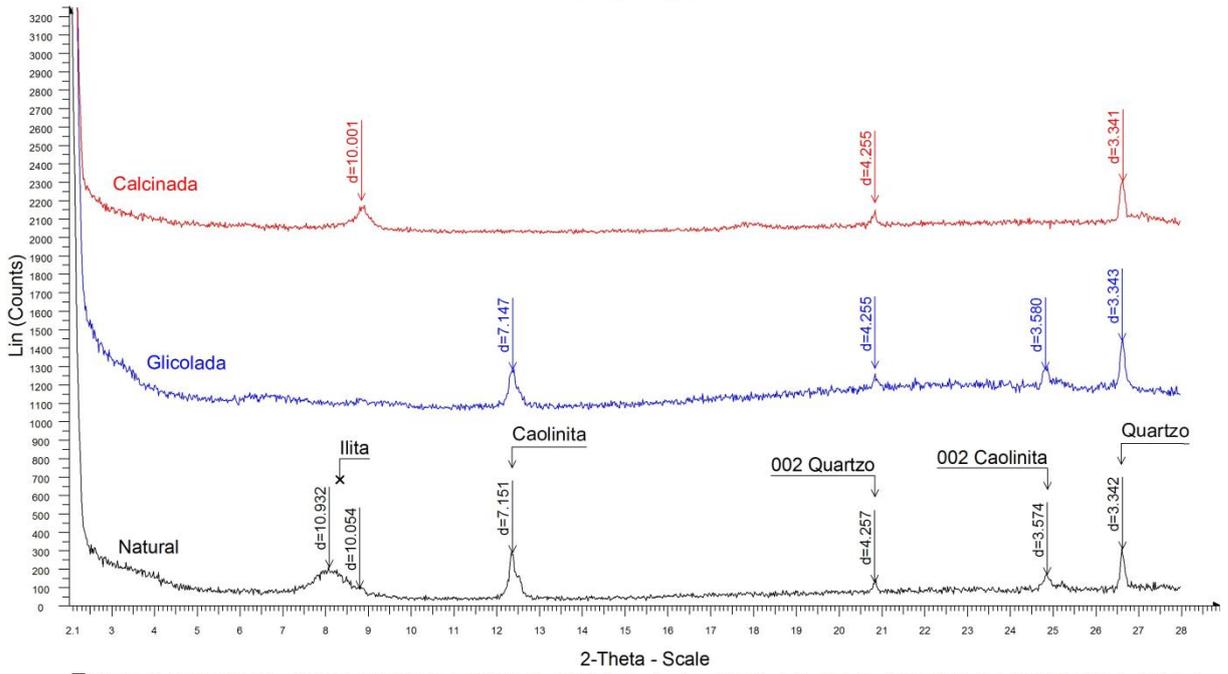
2TG-54-02



2TG-54-03

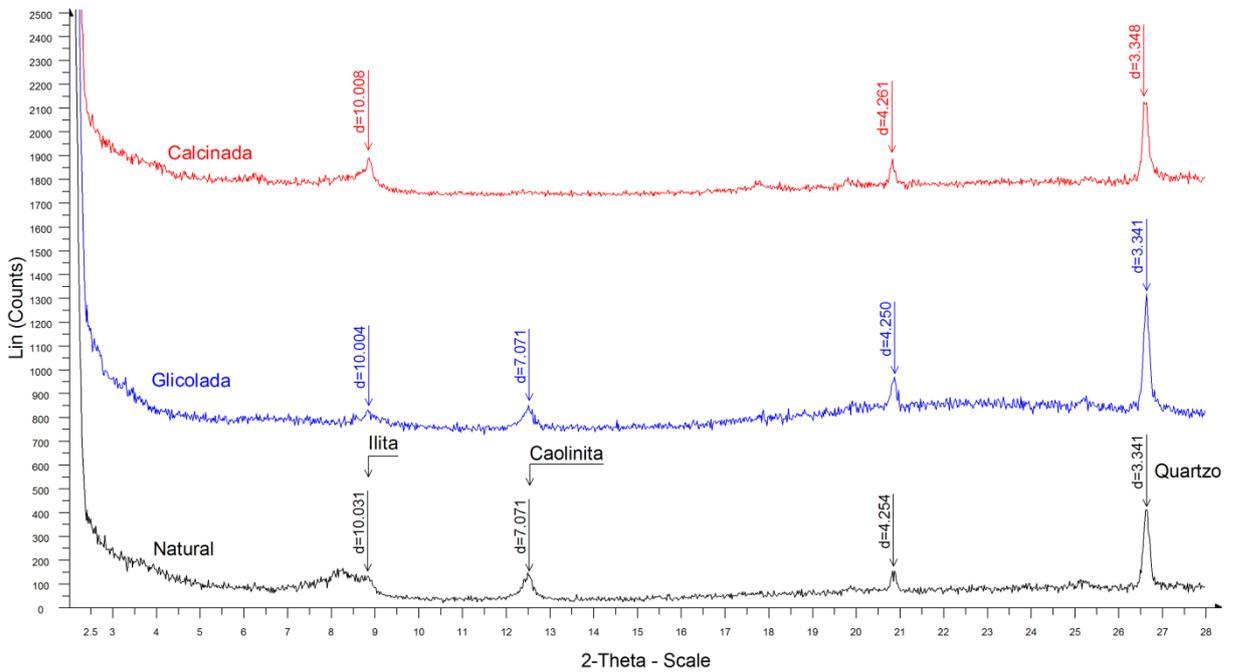


2TG-54-04



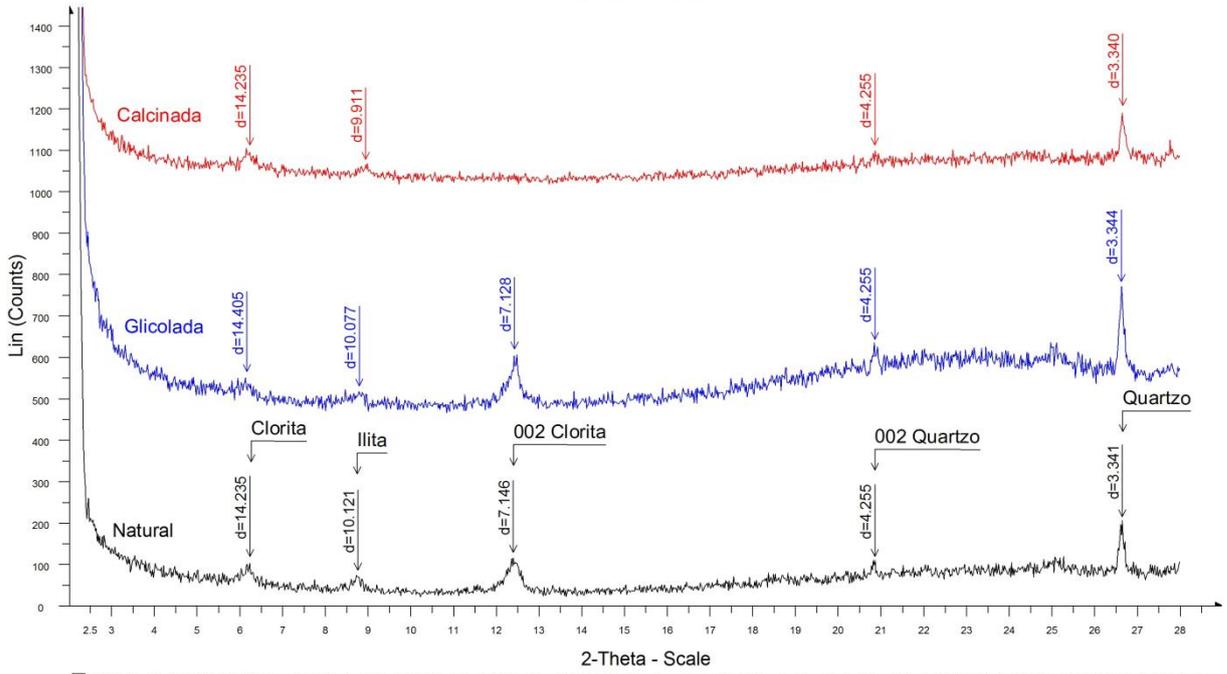
N TG-54-4 - File: N TG-54-4.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2
 Operations: Import
 G TG-54-4 - File: G TG-54-4.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2
 Operations: Y Scale Add 1000 | Import
 C TG-54-4 - File: C TG-54-4.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2
 Operations: Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-54-07



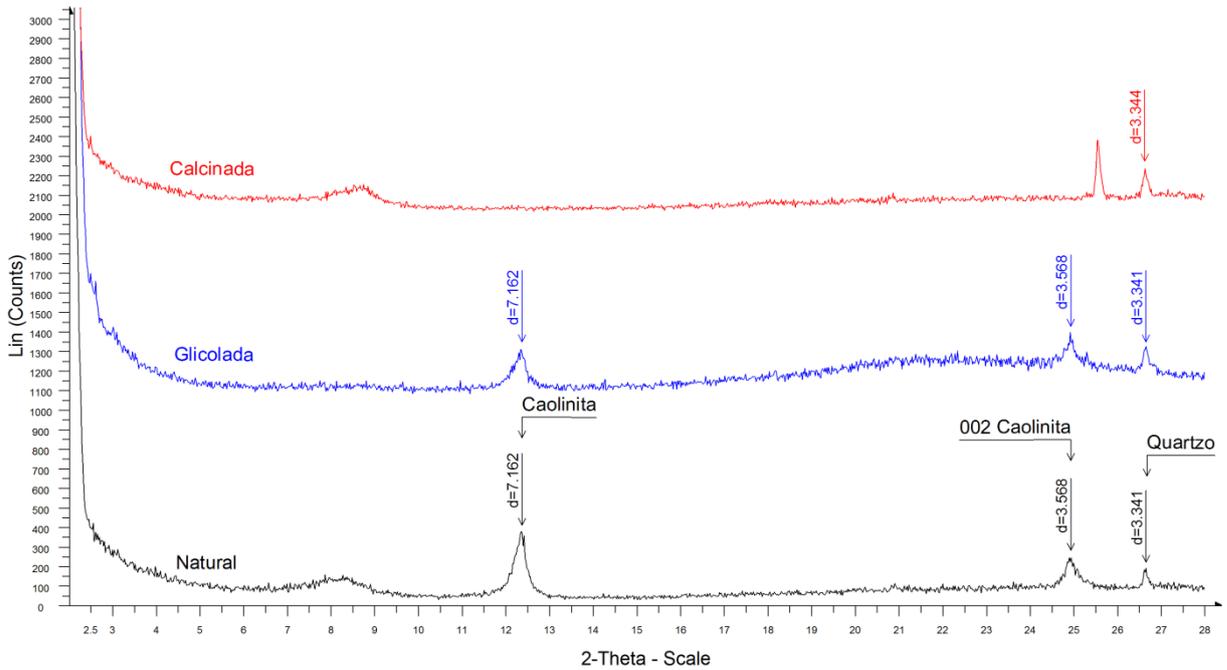
G TG-54-07 - File: G TG-54-07.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A
 Operations: Y Scale Add 667 | Import
 N TG-54-07 - File: N TG-54-07.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Import
 C TG-54-07 - File: C TG-54-07.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Y Scale Add 125 | Y Scale Add 125 | Y Scale Add 458 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-54-09



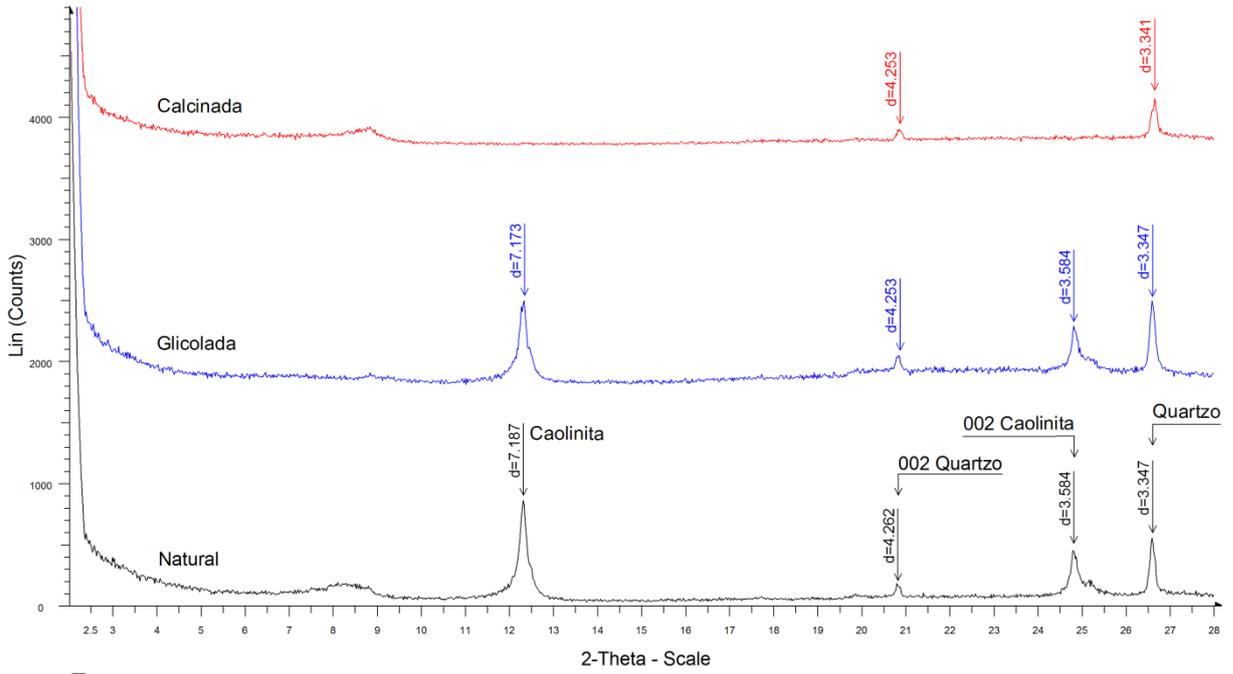
N TG-54-9 - File: N TG-54-9.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2
 Operations: Import
 C TG-54-9 - File: C TG-54-9.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2
 Operations: Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-54-9 - File: G TG-54-9.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2
 Operations: Y Scale Add -375 | Y Scale Add 792 | Import

2TG-54-13



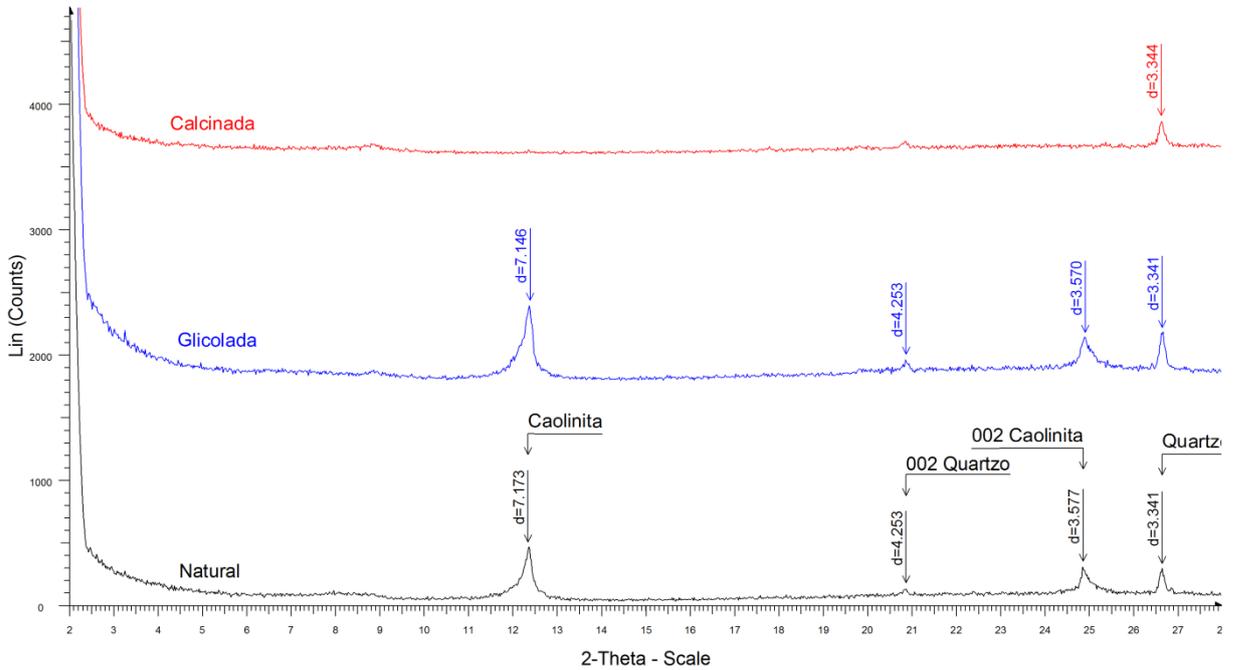
N TG-54-13 - File: N TG-54-13.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Import
 G TG-54-13 - File: G TG-54-13.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A
 Operations: Y Scale Add 1000 | Import
 C TG-54-13 - File: C TG-54-13.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-54-15



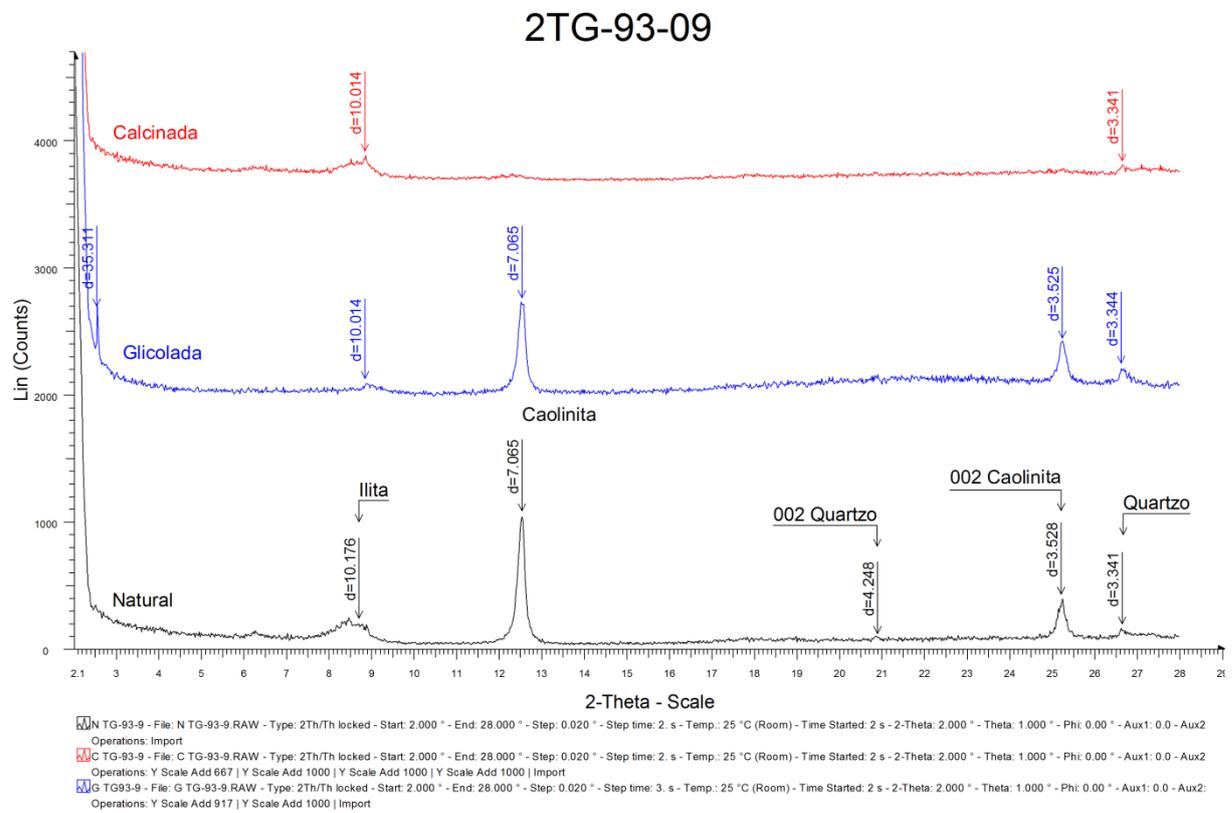
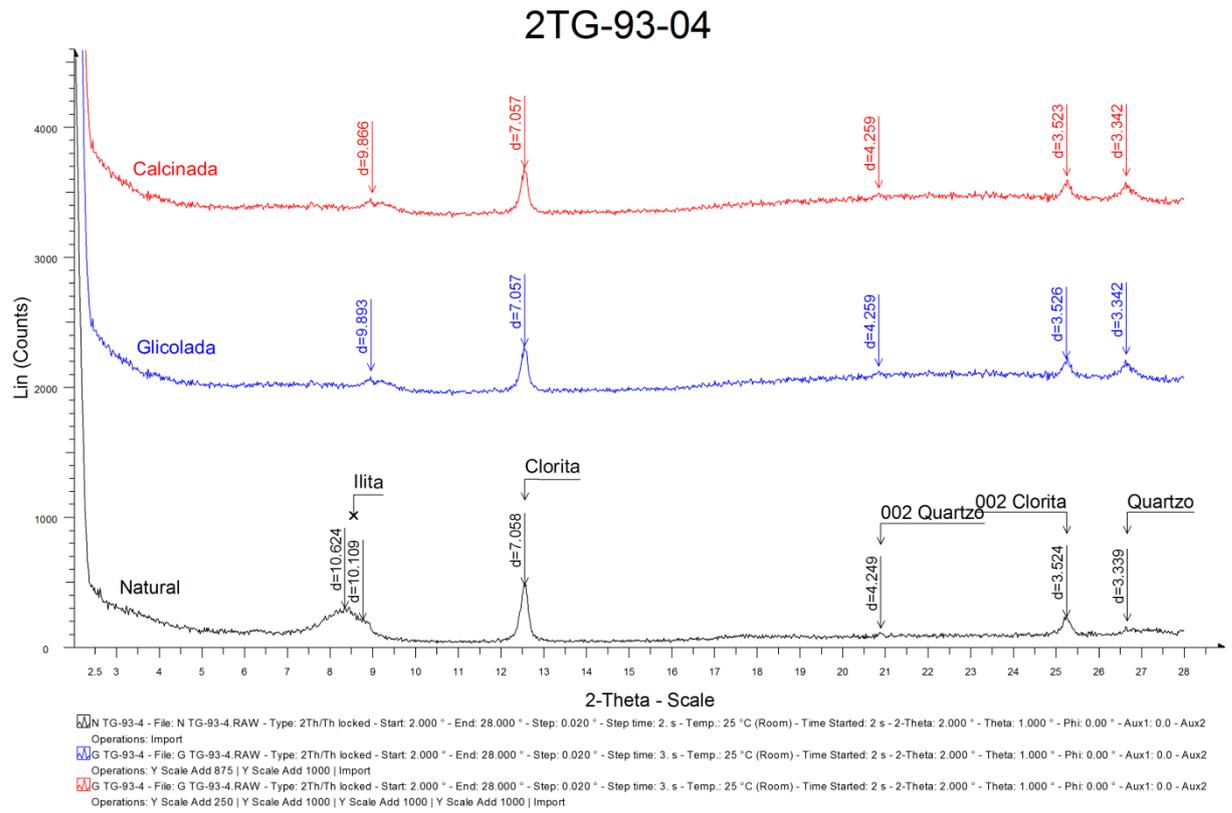
N TG-54-15 - File: NTG-54-15.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Import
 C TG-54-15 - File: CTG-54-15.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Y Scale Add 750 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-54-15 - File: GTG-54-15.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A
 Operations: Y Scale Add 750 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-54-17

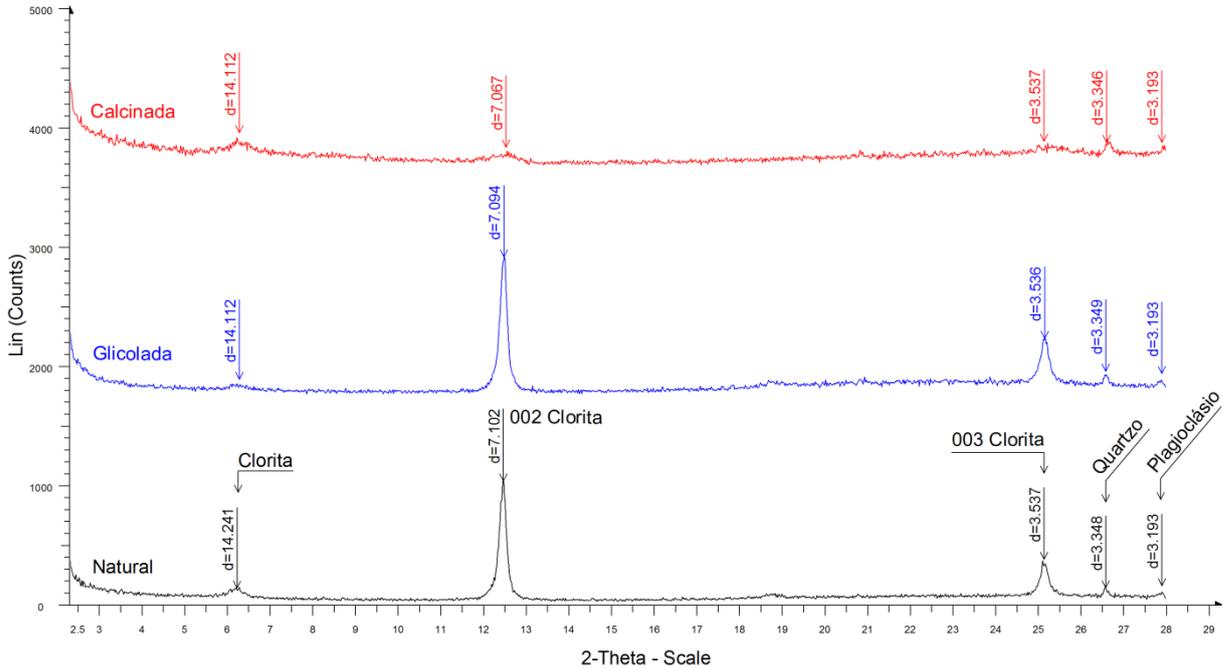


N TG-54-17 - File: NTG-54-17.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 3 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Import
 C TG-54-17 - File: CTG-54-17.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Y Scale Add 583 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-54-17 - File: GTG-54-17.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A
 Operations: Y Scale Add 750 | Y Scale Add 1000 | Import

Anexo 2. Difratogramas de Raios-X para amostras do poço 2TG-93-RS

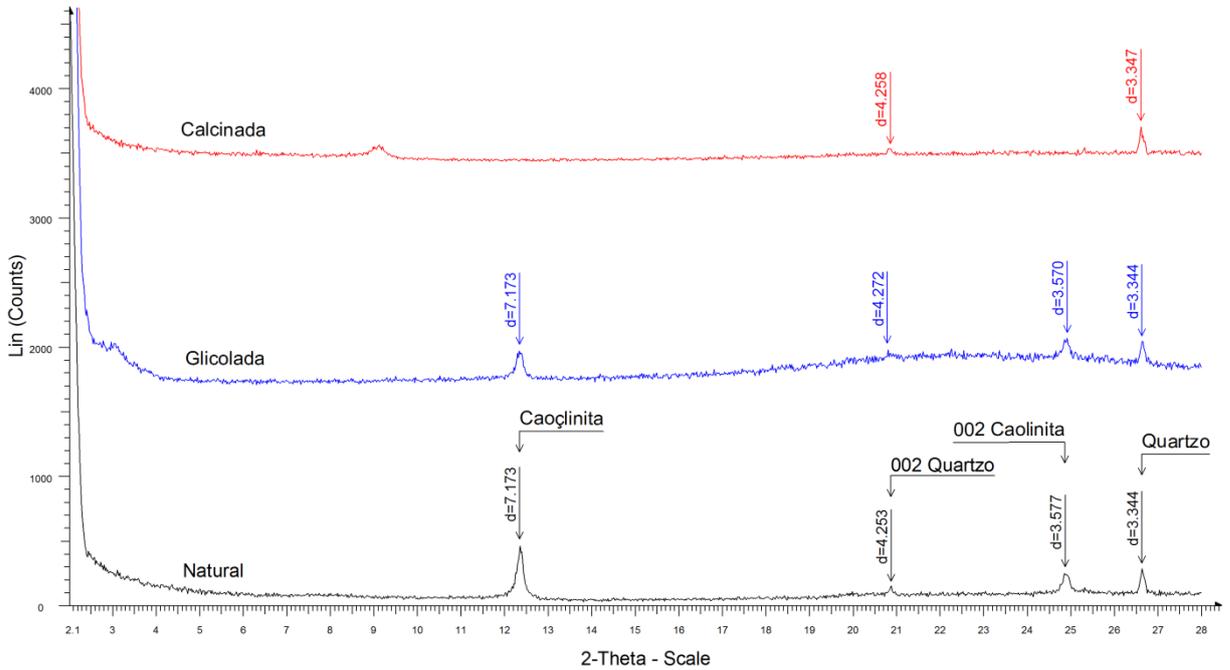


2TG-93-14



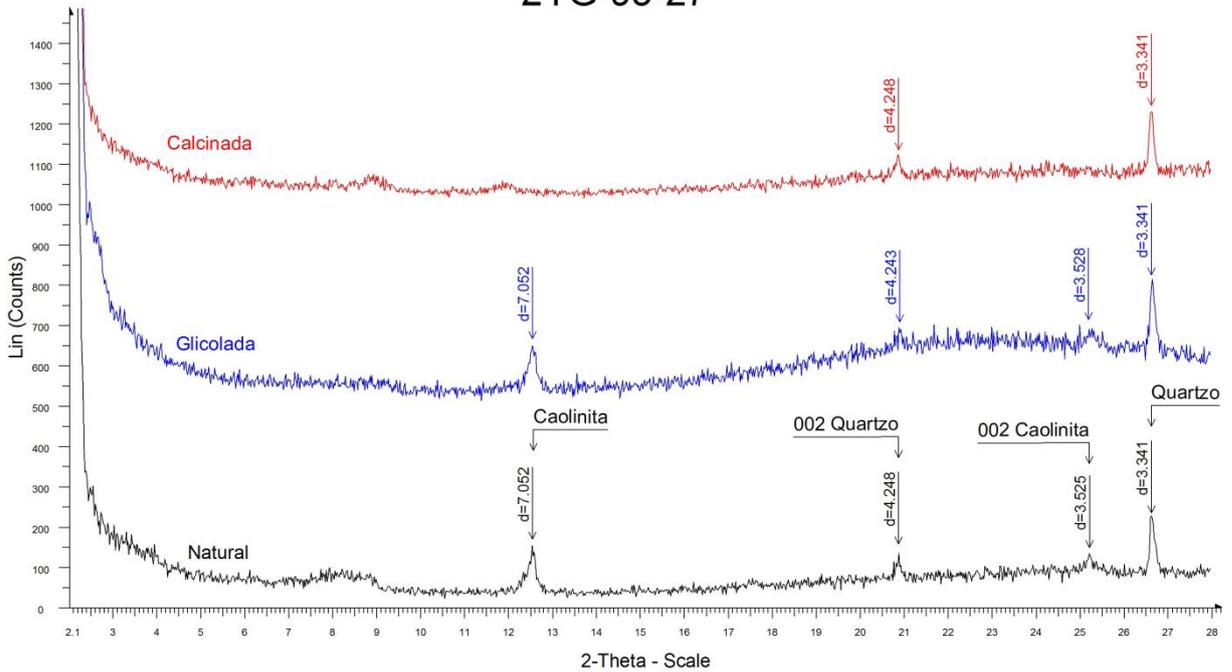
N TG-93-14 - File: N TG-93-14.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au Operations: Import
 G TG-93-14 - File: G TG-93-14.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A Operations: Y Scale Add 708 | Y Scale Add 1000 | Import
 C TG-93-14 - File: C TG-93-14.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A Operations: Y Scale Add -42 | Y Scale Add 167 | Y Scale Add -42 | Y Scale Add -250 | Y Scale Mul 1.375 | Y Scale Add -958 | Y Scale Add -1

2TG-93-22



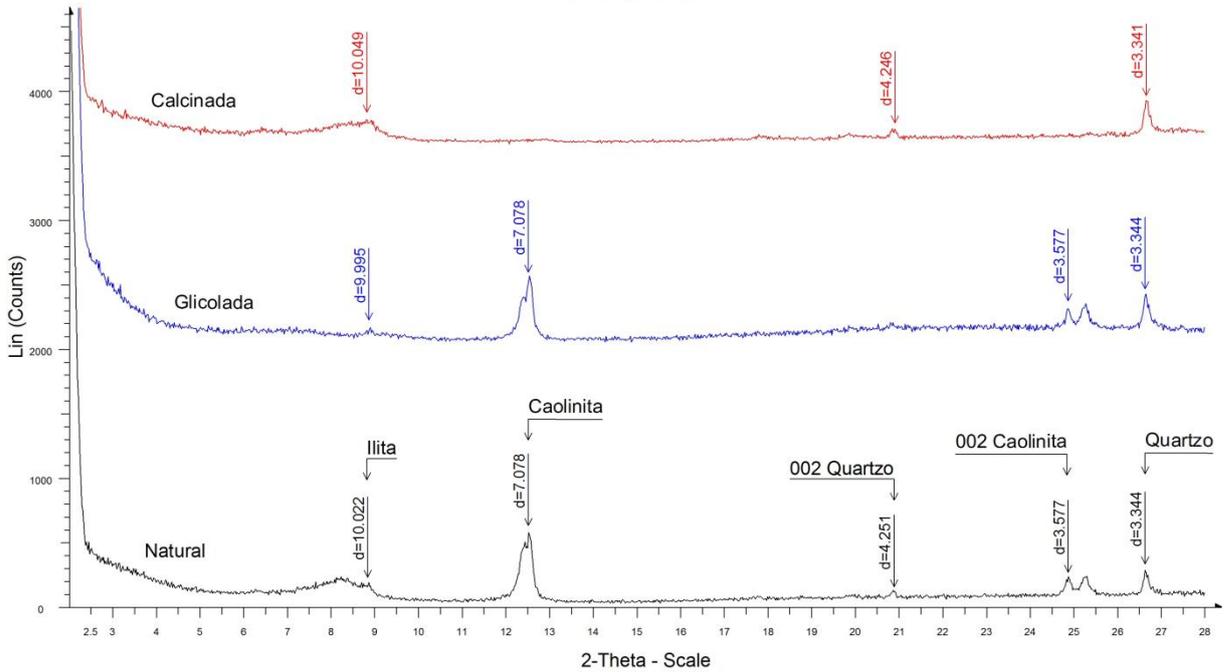
N TG-93-22 - File: N TG-93-22.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au Operations: Import
 C TG-93-22 - File: C TG-93-22.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A Operations: Y Scale Add 417 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-93-22 - File: G TG-93-22.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A Operations: Y Scale Add 625 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-93-27



N TG-93-27 900,10-900,15 - File: N TG-93-27 900,10-900,15.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.00
 Operations: Import
 G TG-93-27 900,10-900,15 - File: G TG-93-27 900,10-900,15.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.00
 Operations: Y Scale Add 458 | Import
 C TG-93-27 - File: C TG-93-27.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Y Scale Add 1000 | Import

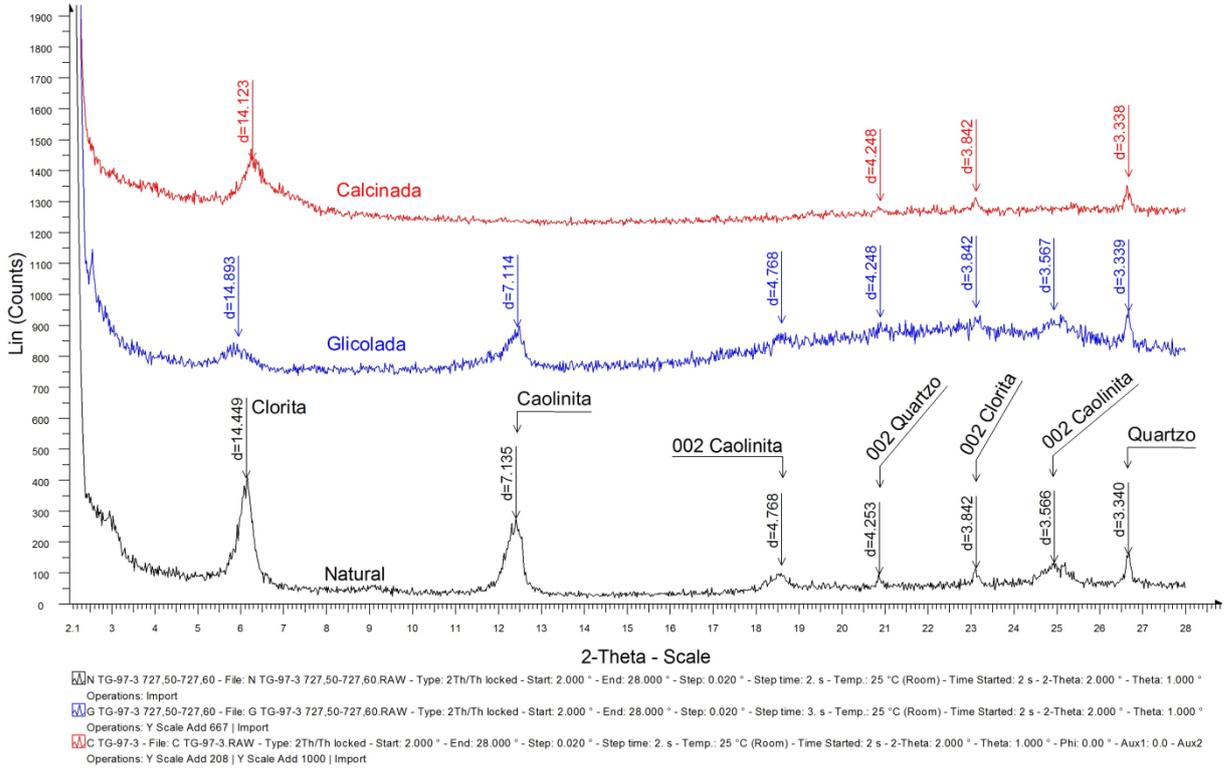
2TG-93-35



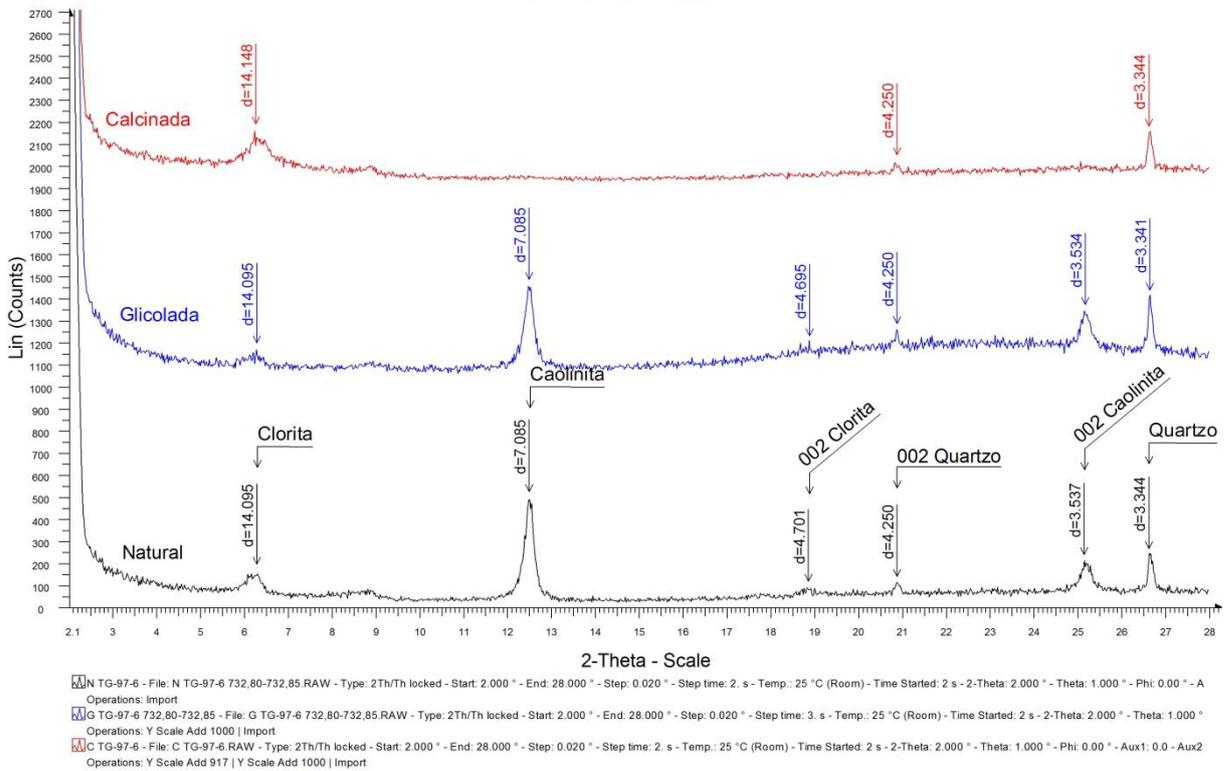
N TG-93-35 - File: N TG-93-35.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Import
 C TG-93-35 - File: C TG-93-35.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au
 Operations: Y Scale Add 583 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-93-35 - File: G TG-93-35.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A
 Operations: Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import

Anexo 3. Difratogramas de Raios-X para amostras do poço 2TG-97-RS

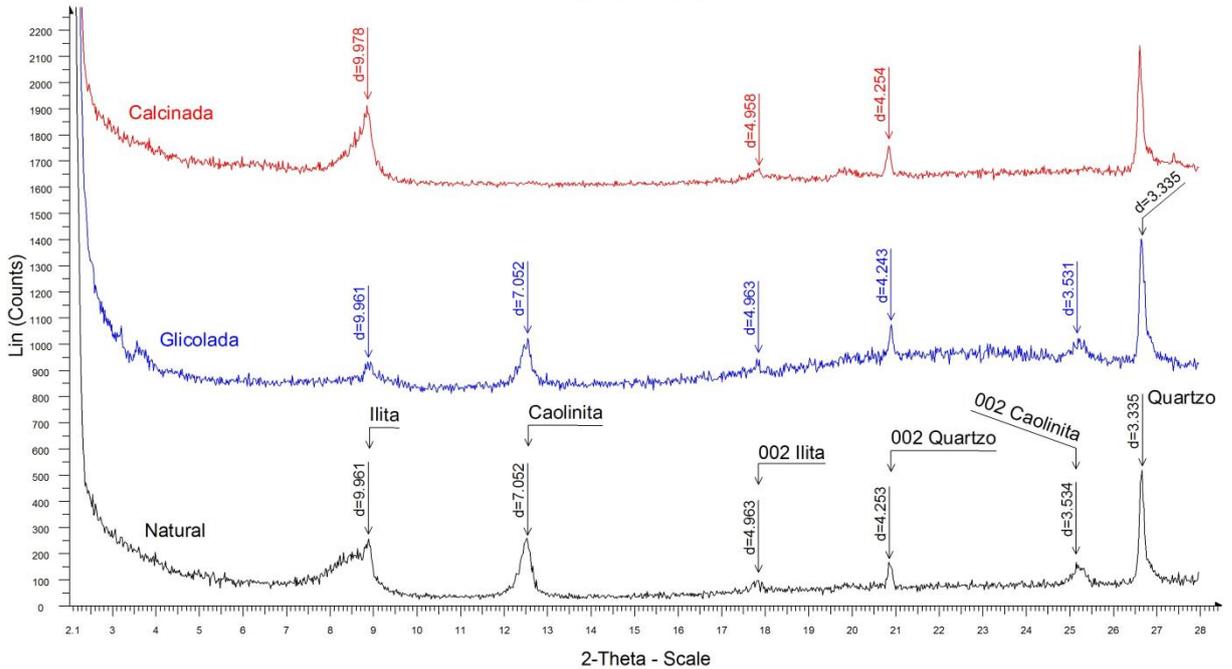
2TG-97-03



2TG-97-06

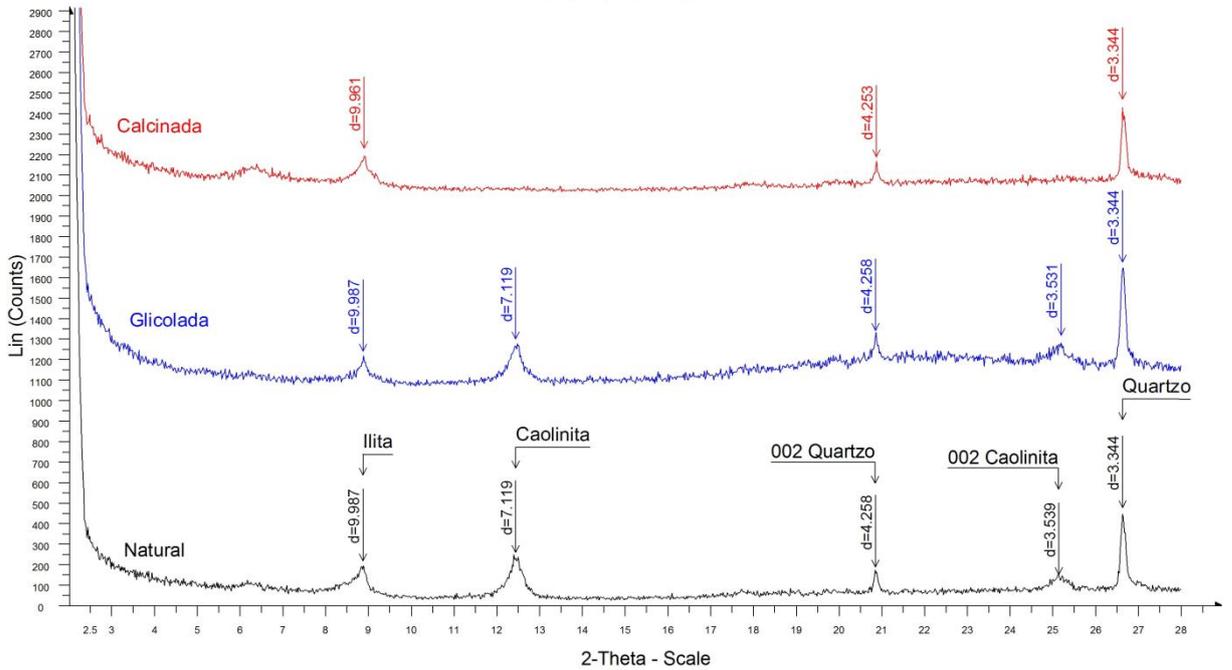


2TG-97-09



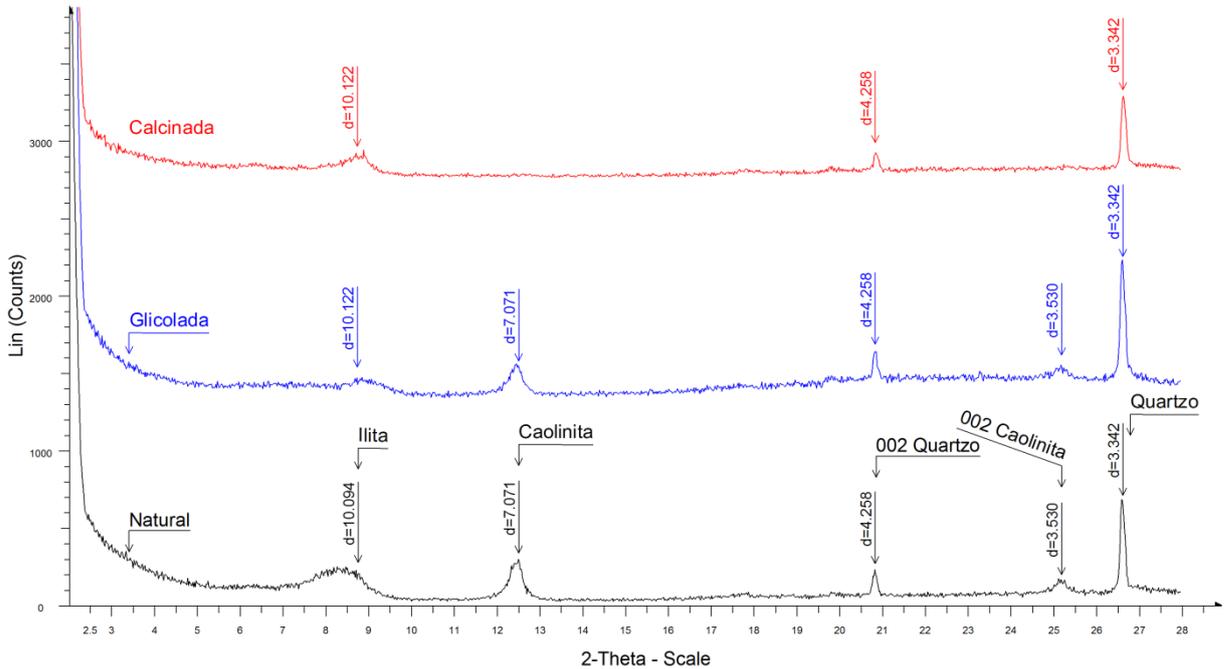
N TG-97-9 738,15-738,20 - File: N TG-97-9 738,15-738,20.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Operations: Import
 G TG-97-9 738,15-738,20 - File: G TG-97-9 738,15-738,20.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Operations: Y Scale Add 750 | Import
 C TG-97-9 - File: C TG-97-9.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Operations: Y Scale Add 292 | Y Scale Add 292 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-97-15



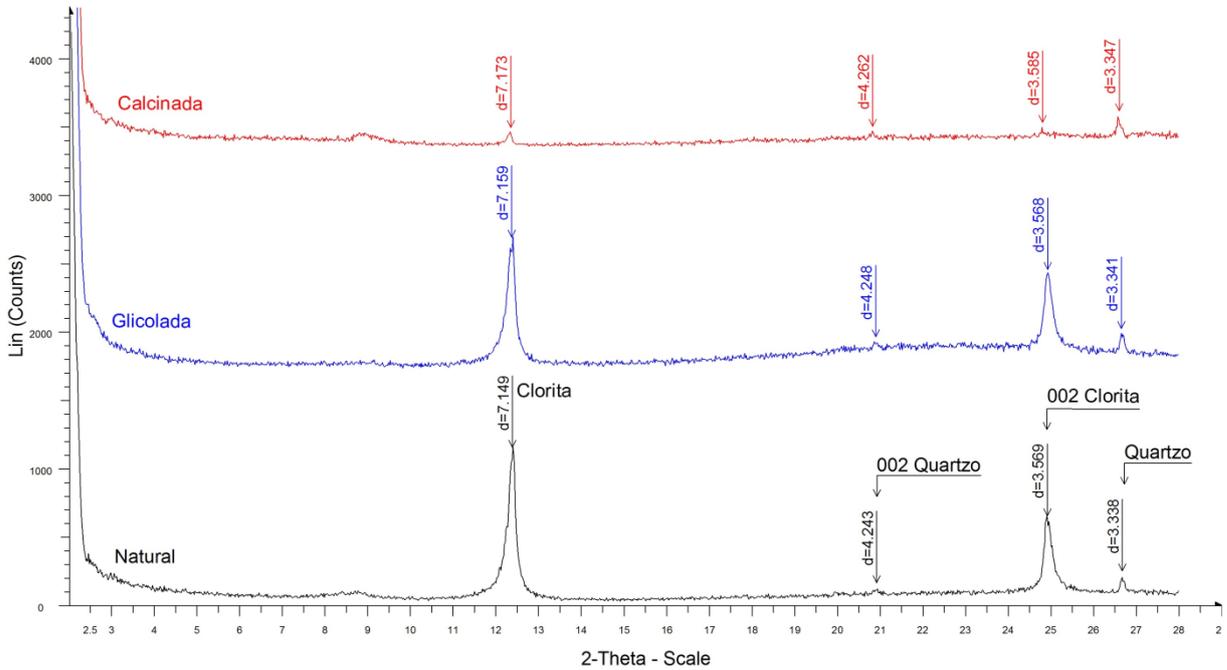
N TG-97-15 - File: N TG-97-15.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Operations: Import
 C TG-97-15 - File: C TG-97-15.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Operations: Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-97-15 - File: G TG-97-15.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Operations: Y Scale Add 1000 | Import

2TG-97-17



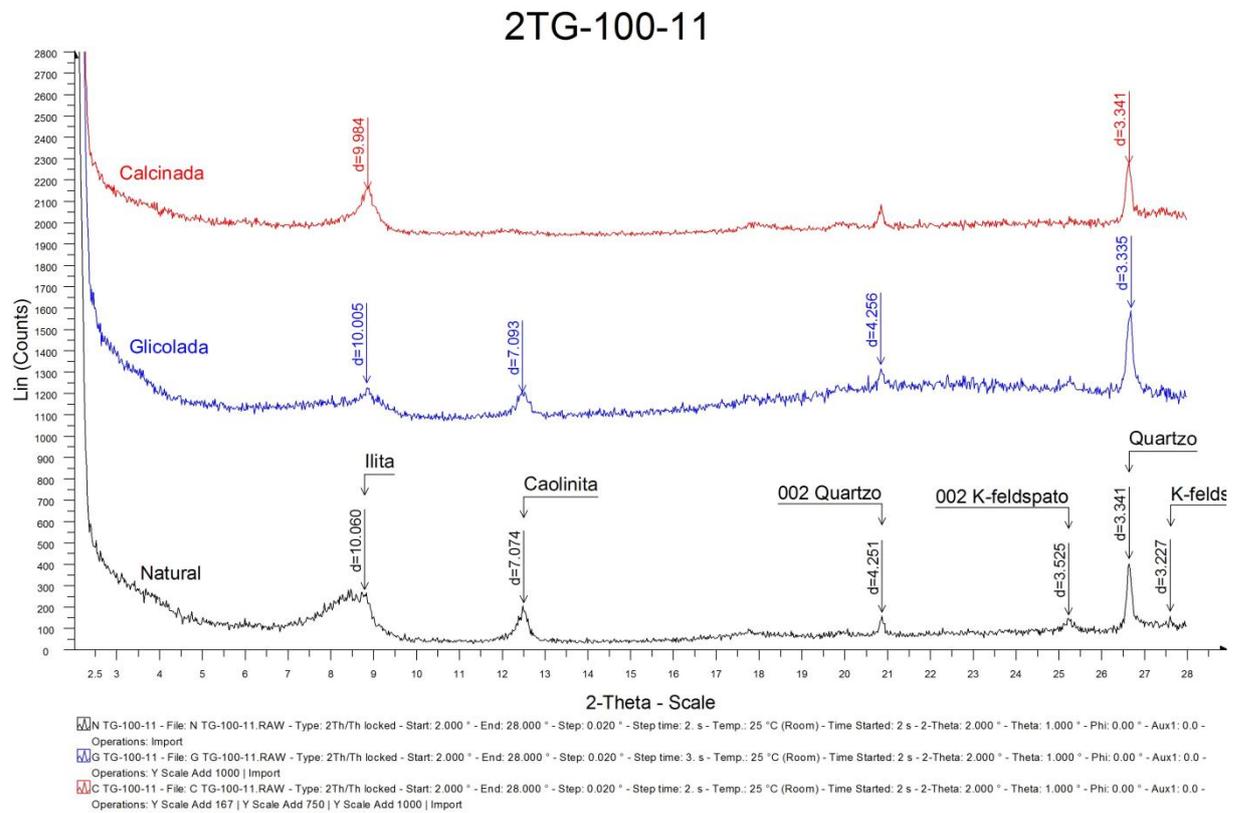
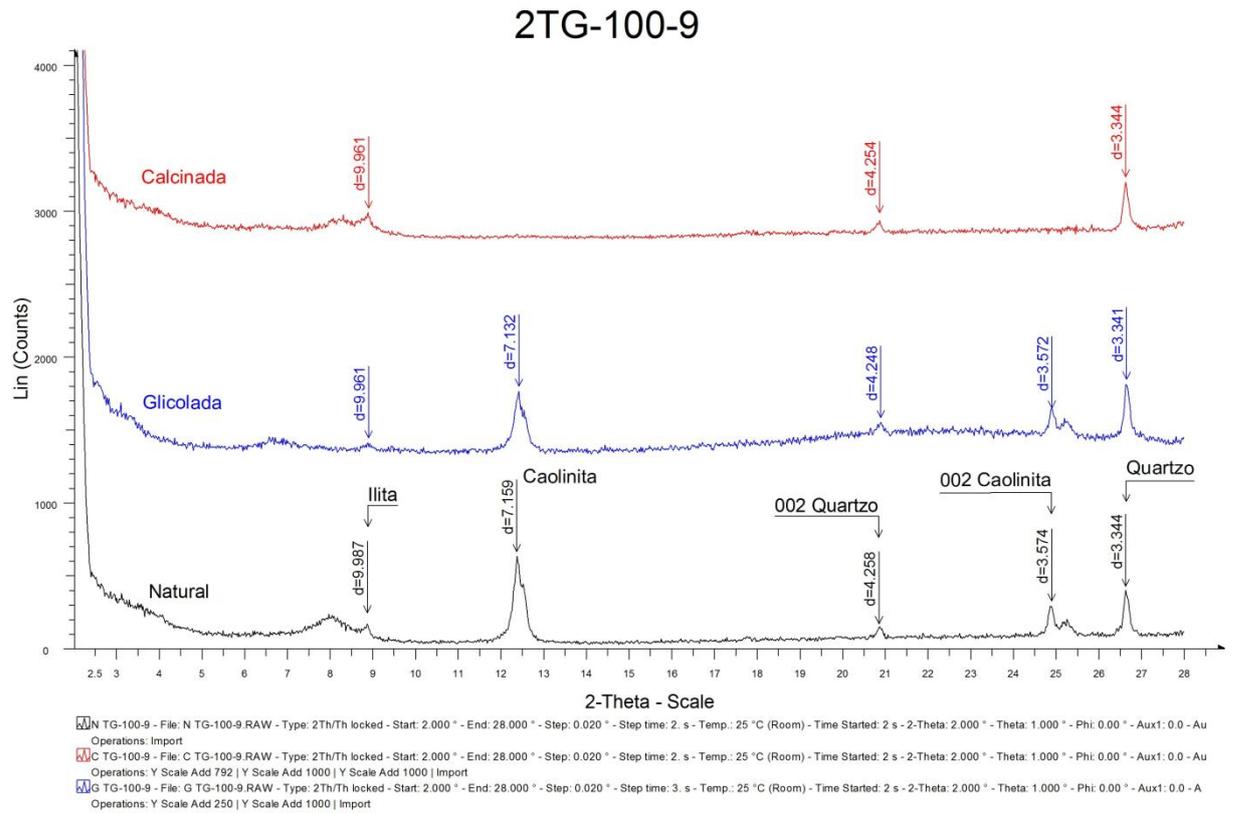
N TG-97-17 755,30-755,35 - File: N TG-97-17 755,30-755,35.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.00 Operations: Import
 G TG-97-17 755,30-755,35 - File: G TG-97-17 755,30-755,35.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.00 Operations: Y Scale Add 292 | Y Scale Add 1000 | Import
 C TG-97-17 - File: C TG-97-17.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au Operations: Y Scale Add 750 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-97-18

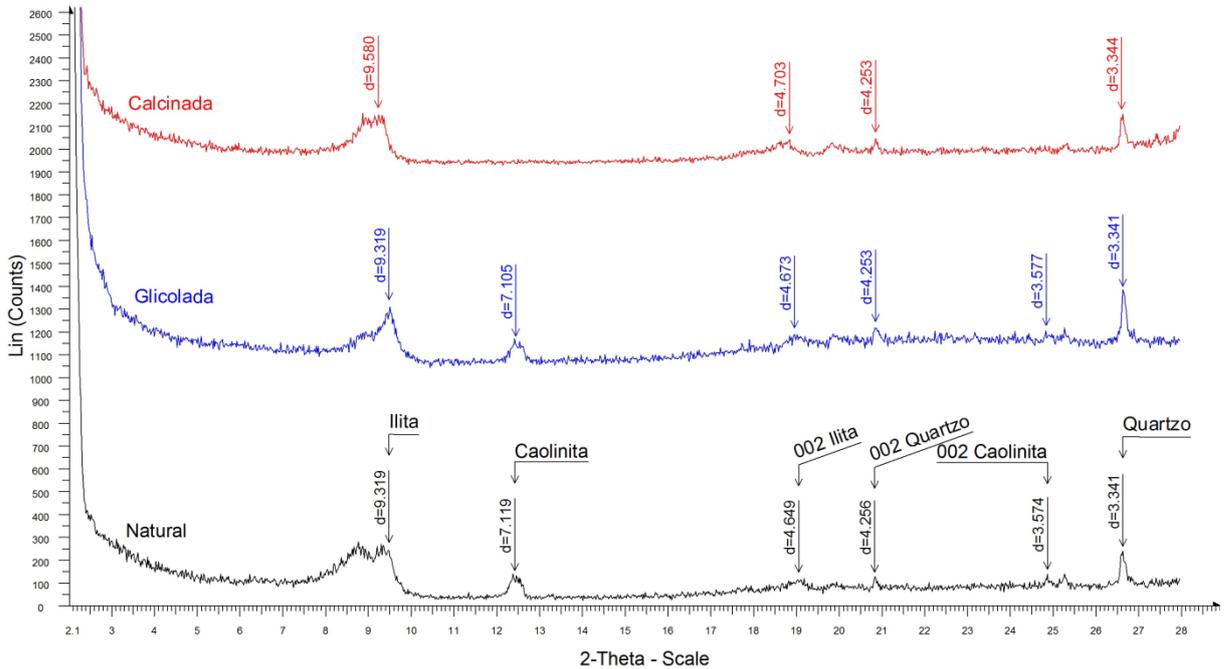


N TG-97-18 - File: N TG-97-18.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au Operations: Import
 G TG-97-18 - File: G TG-97-18.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - A Operations: Y Scale Add 667 | Y Scale Add 1000 | Import
 C TG-97-18 - File: C TG-97-18.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Au Operations: Y Scale Add 750 | Y Scale Mul 1.167 | Y Scale Add 500 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import

Anexo 4. Difratogramas de Raios-X para amostras do poço 2TG-100-RS

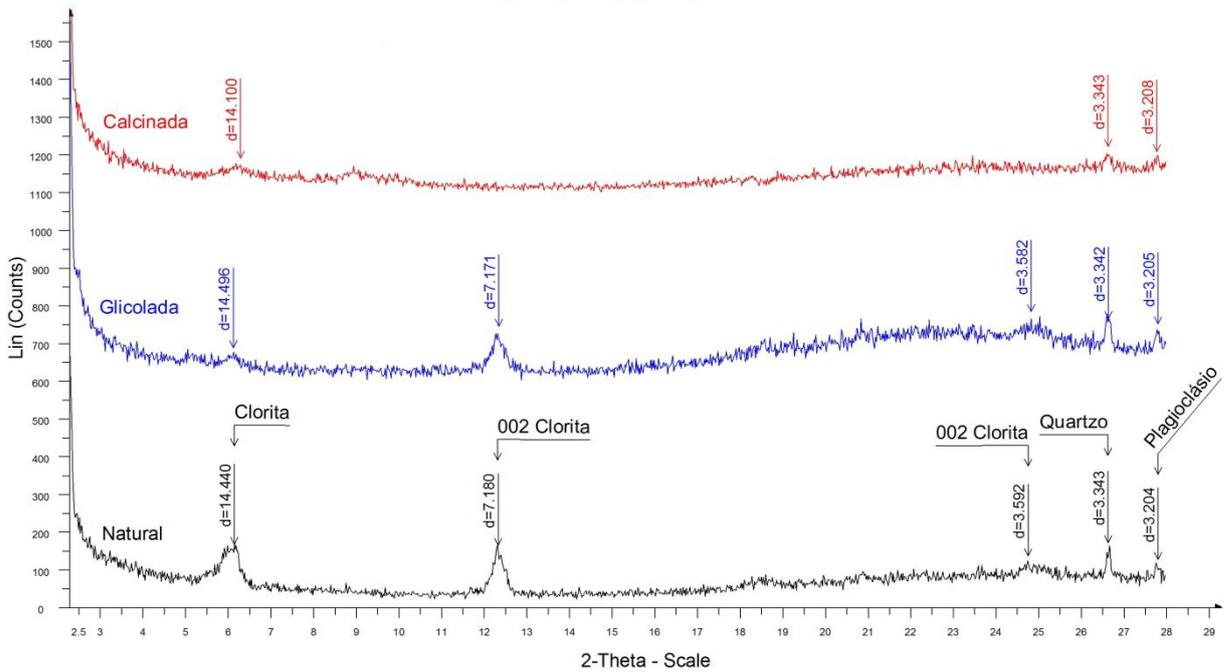


2TG-100-13



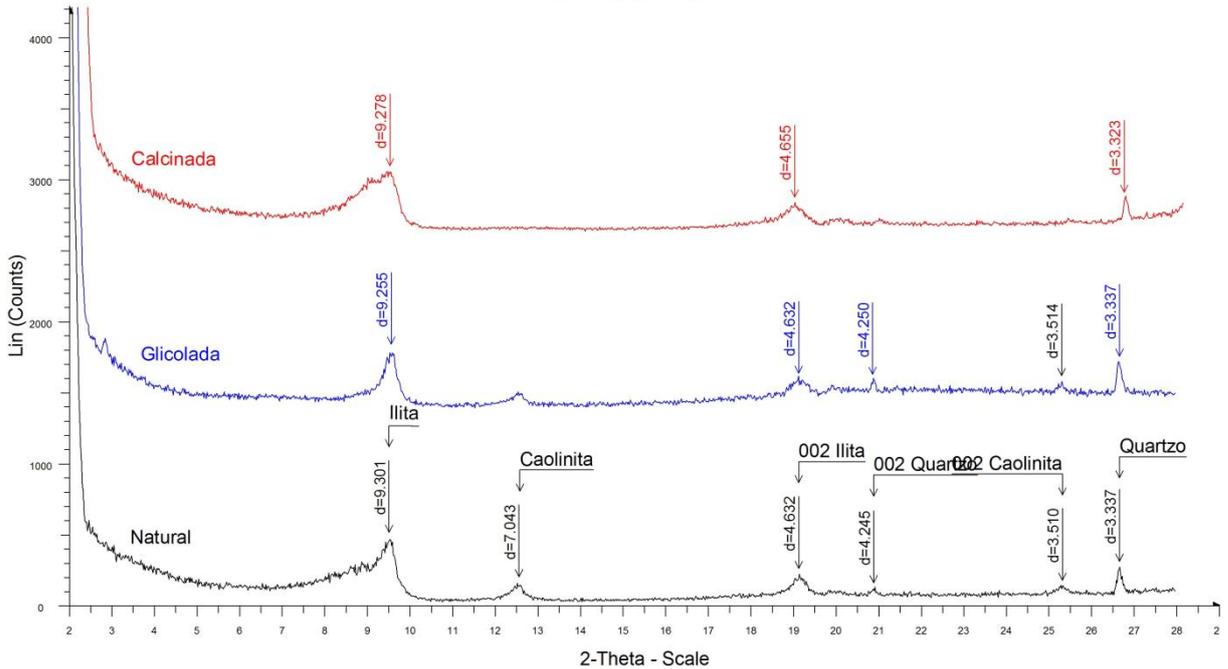
N TG-100-13 - File: N TG-100-13.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import
 C TG-100-13 - File: C TG-100-13.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add 917 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-100-13 - File: G TG-100-13.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add 1000 | Import

2TG-100-16



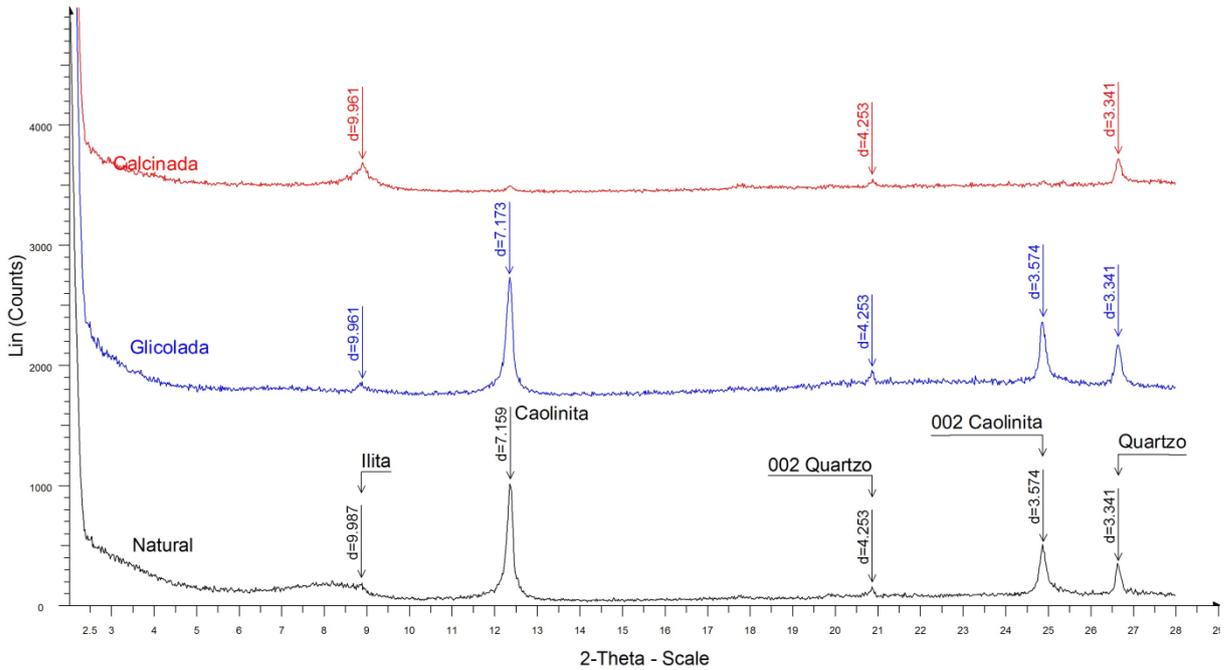
N TG-100-16 - File: N TG-100-16.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import
 C TG-100-16 - File: C TG-100-16.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add 83 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-100-16 - File: G TG-100-16.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 8 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add 542 | Import

2TG-100-20



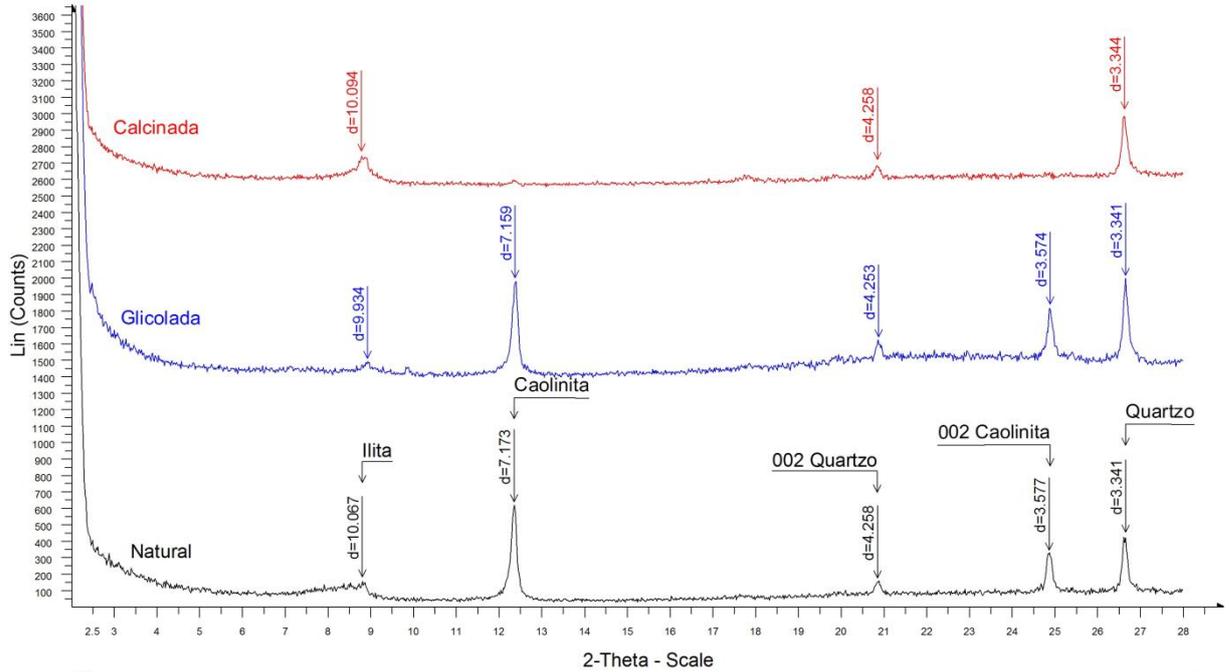
N TG-100-20 - File: N TG-100-20.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import
 C TG-100-20 - File: C TG-100-20.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: X Offset 0.200 | Y Scale Add 625 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-100-20 - File: G TG-100-20.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add 333 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-100-23



N TG-100-23 - File: N TG-100-23.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Import
 C TG-100-23 - File: C TG-100-23.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add 167 | Y Scale Add 250 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import
 G TG-100-23 - File: G TG-100-23.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Operations: Y Scale Add 667 | Y Scale Add 1000 | Import

2TG-100-25



2-Theta - Scale

N TG-100-25 - File: N TG-100-25.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0
 Operations: Import

C TG-100-25 - File: C TG-100-25.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0
 Operations: Y Scale Add 542 | Y Scale Add 1000 | Y Scale Add 1000 | Import

G TG-100-25 - File: G TG-100-25.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0
 Operations: Y Scale Add 333 | Y Scale Add 1000 | Import