

Influência térmica de intrusões de diabásio nas camadas de carvão e rochas sedimentares encaixantes da jazida Santa Terezinha (Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná), Brasil

Alexmar CÓRDOVA-GONZÁLEZ¹, Ari ROISENBERG² & Wolfgang KALKREUTH³

- (¹) Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: alexmar.cg@gmail.com.
(²) Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: ari.roisenberg@ufrgs.br.
(³) Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: wolfgang.kalkreuth@ufrgs.br.

Recebido em 03/2015. Aceito para publicação em 05/2016.

Versão online publicada em 26/08/2016 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - Camadas de carvão em contato com intrusões ígneas podem ser afetadas termicamente com aumento localizado no *rank*, tornando-as atrativas para exploração. O objetivo do estudo é avaliar a influência térmica de intrusões de diabásio sobre carvões e rochas encaixantes da Formação Rio Bonito na jazida Santa Terezinha, Bacia do Paraná. Coletaram-se 39 amostras provenientes de cinco testemunhos de sondagem e foram submetidas a: (1) análises de química mineral por microsonda eletrônica e geotermometria de clinopiroxênio para determinar as temperaturas de cristalização do diabásio; (2) análises por difração de raios-X da fração de argilominerais das rochas encaixantes em diferentes distâncias da intrusão, para avaliar as mudanças mineralógicas por efeito do calor; e; (3) modelagem térmica 1D do poço CBM-001-ST-RS. Dados de geotermometria de clinopiroxênio indicam uma temperatura de cristalização do magma da ordem de 1.136 °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 m a partir dos contatos intrusivos. Os dados de reflectância de vitrinita em amostras do poço CBM-001-ST-RS definiram uma temperatura-pico média de ~213 °C para as camadas de carvão do topo da seção, afetada por intrusões, e de ~120 °C para as camadas da seção inferior, mais afastadas das zonas de difusão de calor (2 m de distância) e relacionadas com a profundidade de soterramento. Os valores de vitrinita aumentam em direção às intrusões, observando-se que a zona afetada termicamente estende-se até uma distância aproximada, a partir do contato intrusivo, de 0,3 vezes a espessura da intrusão.

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

Abstract - THERMAL INFLUENCE OF DIABASE INTRUSIONS INTO COAL BEDS AND SEDIMENTARY HOST ROCKS OF THE SANTA TEREZINHA COALFIELD (RIO BONITO FORMATION, PARANÁ BASIN), BRAZIL. Coal seams in contact with igneous intrusions can be thermally affected, causing localized increase in rank, and making the coal attractive for exploration. The aim of this study is to evaluate the thermal influence of diabase intrusions on coals and host rocks of the Rio Bonito Formation in the Santa Terezinha coalfield, Paraná Basin. It was collected 39 samples from five wells and submitted to: (1) electron microprobe analysis of clinopyroxene, using these minerals as a geothermometer; (2) 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 (3) 1D modeling of well CBM-001-ST-RS. Clinopyroxene geothermometry indicates a magma crystallization temperature of around 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. Chlorite appearance is usually accompanied by a drastic reduction of kaolinite 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 intrusions. Meanwhile, in the lower section (2 m from the intrusion) a peak temperature of ~ 120 °C was reached, related to burial diagenesis. In

the vicinity of diabase intrusions, the vitrinite values increased, observing that the thermal affected zone extends up to an approximate distance, from the intrusive contact, of 0.3 times the thickness of the intrusion.

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

1 Introdução

A maturidade das camadas de carvão depende da história térmica, a qual pode ser modelada utilizando gradientes geotérmicos médios, 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 a viabilidade econômica de jazidas, em razão da alteração térmica e geoquímica do carvão e à formação de metano, o que eleva a ameaça de combustão espontânea (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 seu calor acelera a maturação da matéria orgânica e pode colocar brevemente alguns carvões na janela de geração de gás termogênico.

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).

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), Irui (RS), Leão (RS), Charqueadas (RS), Morungava/Chico Lomã (RS), Santa Terezinha (RS) e Sul-Catarinense (SC). 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 de diabásio, encontram-se carvões com *rank* mais elevado (antracito) (Pereira *et al.*, 1998).

O objetivo do presente trabalho é avaliar os efeitos térmicos gerados pelas intrusões de diabásio na maturação da matéria orgânica e nas rochas sedimentares encaixantes da jazida Santa Terezinha. Para tanto, foram realizadas análises químico-mineralógicas em piroxênios, que permitem estimar a temperatura inicial do magma, fornecendo elementos que subsidiam o conhecimento da história térmica da jazida, o fluxo de calor durante o máximo soterramento, a espessura erodida do pacote sobreposto e o potencial de geração de gás metano, utilizando o programa TemisFlow.

2 Área, materiais e métodos

A área da jazida Santa Terezinha (Fig. 1), objeto deste estudo, está localizada na região nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, no litoral norte da Planície Costeira do estado. 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).

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 e central, 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 8.000 m no depocentro (Schneider *et al.*, 1974; Zalán *et al.*, 1991). Possui um formato alongado com um comprimento aproximado de 1.750 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-cenozoica do continente (Milani *et al.*, 2007a; Zalán *et al.*, 1991).

Milani *et al.* (2007b) reconheceram no registro estratigráfico da bacia seis unidades alostratigráficas de segunda ordem, ou supersequências, 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),

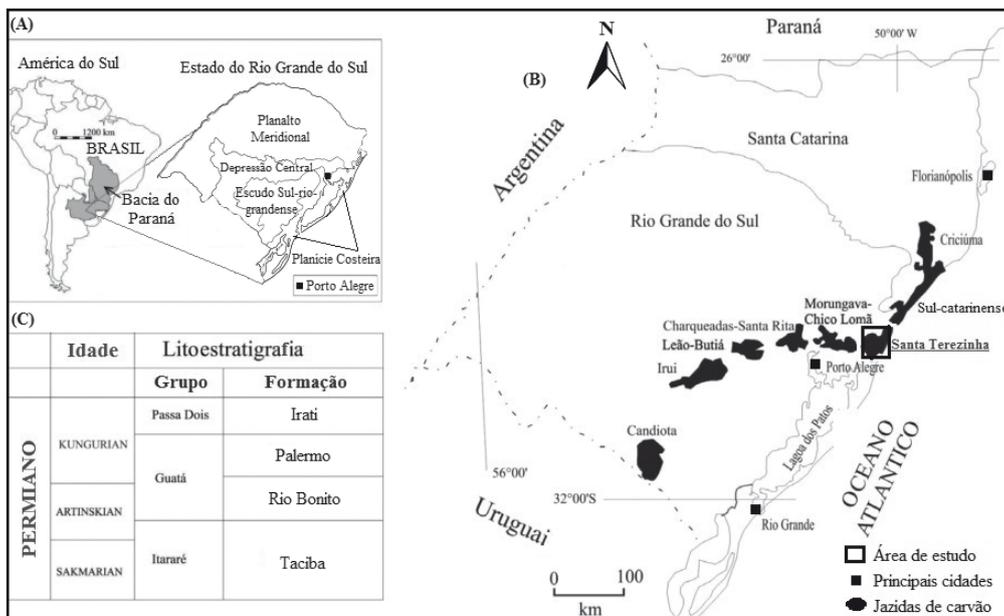


Figura 1. Área de estudo. A) Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul; B) Distribuição das principais jazidas de carvão no Rio Grande do Sul e Santa Catarina, com ênfase na jazida Santa Terezinha; C) Litoestratigrafia adotada (modificado de Pereira *et al.*, 1998).

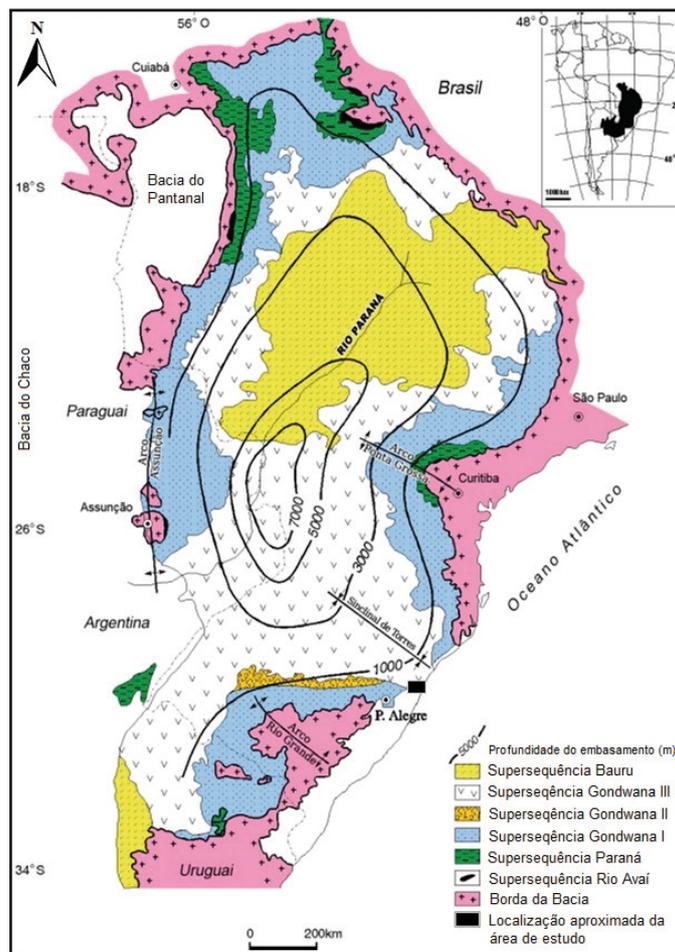


Figura 2. Mapa de isopacas da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007b), com representação das superseqüências e principais estruturas geológicas da bacia.

Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Entre as supersequências, aparecem importantes lacunas no registro estratigráfico. As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivos-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico. As demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas (Milani, 2004).

A Formação Rio Bonito, portadora dos carvões da jazida de Santa Terezinha, está inserida na supersequência 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 m. A unidade foi depositada em ambiente costeiro, 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 da unidade na Formação Palermo (Roisenberg *et al.*, 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, associados com o evento de extrusão de lavas basálticas e riolíticas da Formação Serra Geral, constituindo a chamada Província Magmática Paraná-Entedeka (Milani *et al.*, 2007a). O evento traduziu-se como uma espessa cobertura de derrames basálticos levadas à superfície através de uma intrincada rede de diques que cortam por inteiro a seção sedimentar da Bacia do Paraná. Ainda compõem essa sucessão múltiplos níveis de soleiras infiltradas segundo os planos de estratificação dos sedimentitos paleozoicos. 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 Companhia de Pesquisas em Recursos Minerais (CPRM), por meio 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).

Identificaram-se nos trabalhos citados sete camadas, sendo as de maior interesse econômico a ST4, ST5 e ST6, em termos de reservas conhecidas. A importância da jazida está nas propriedades coqueificantes de seus carvões, baixos teores de enxofre, maiores rendimentos previsíveis em processos de beneficiamento, particularmente da camada ST4, a melhor entre as camadas brasileiras. Os volumes totais de carvão conhecidos são 4.283 x 10⁶ t, com 1.863 x 10⁶ t na camada ST4. Adicionalmente, uma avaliação preliminar realizada por Kalkreuth & Holz (2000), baseada no *rank*, volume e profundidade do carvão das três maiores camadas (ST4, ST5 e ST6), sugere que a jazida de Santa Terezinha é a melhor candidata à exploração de CBM no país, com valores que podem chegar a 19 bilhões de m³ de CBM associados as camadas mencionadas.

Levandowski (2009) descreveu a sequência do poço CBM-001-ST-RS (Fig. 3), que intercepta a jazida Santa Terezinha, em termos de 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 de 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 de diabásio 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.

2.3 Materiais e métodos

Coletaram-se amostras provenientes de cinco testemunhos de sondagem. O testemunho CBM001-ST-RS foi coletado no ano de 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 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).

Selecionaram-se 12 amostras das bordas ou margem resfriada (~10 cm do contato intrusivo) e da parte central das intrusões, para realização de

estudos ao microscópio petrográfico de polarização e análises por microsonda eletrônica. Igualmente foram coletadas 27 amostras de rochas encaixantes diretamente em contato com as intrusões e até profundidades equivalentes à espessura das intrusões, acima e abaixo destas, para a caracterização mineralógica específica da fração < 4 µm por Difractometria de Raios-X. A metodologia foi definida a partir dos resultados de Araújo *et al.* (1996), os quais concluíram, a partir de técnicas de pirólise Fisher e Rock-Eval e parâmetros ópticos (Ro e ICE), que a zona afetada termicamente, acima e abaixo do corpo intrusivo, estende-se a uma distância, a partir do contato intrusivo, equivalente à espessura da soleira, dentro de um erro estatístico de 10%. Os intervalos de carvão foram analisados por petrografia em trabalhos prévios (Kalkreuth *et al.*, 2008; Levandowski, 2009) para caracterização dos carvões do 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 re-

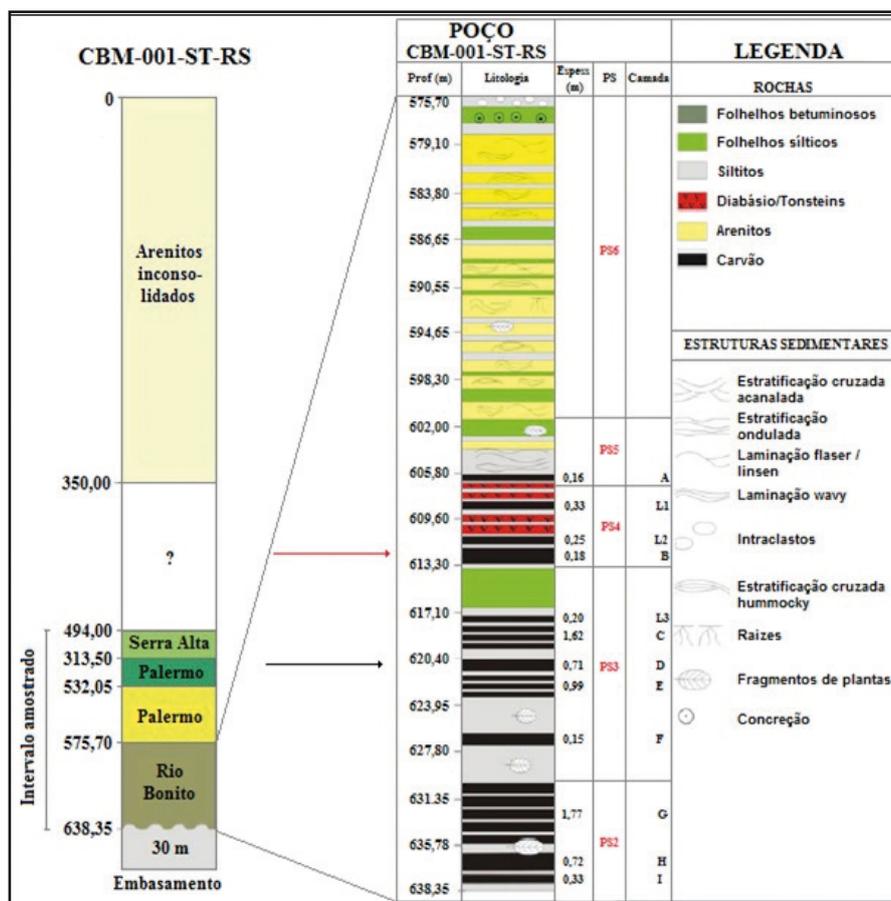


Figura 3. Log da litologia e distribuição das camadas de carvão do poço CBM-001-ST-RS, com identificação das parasequências (modificado de Levandowski, 2009).

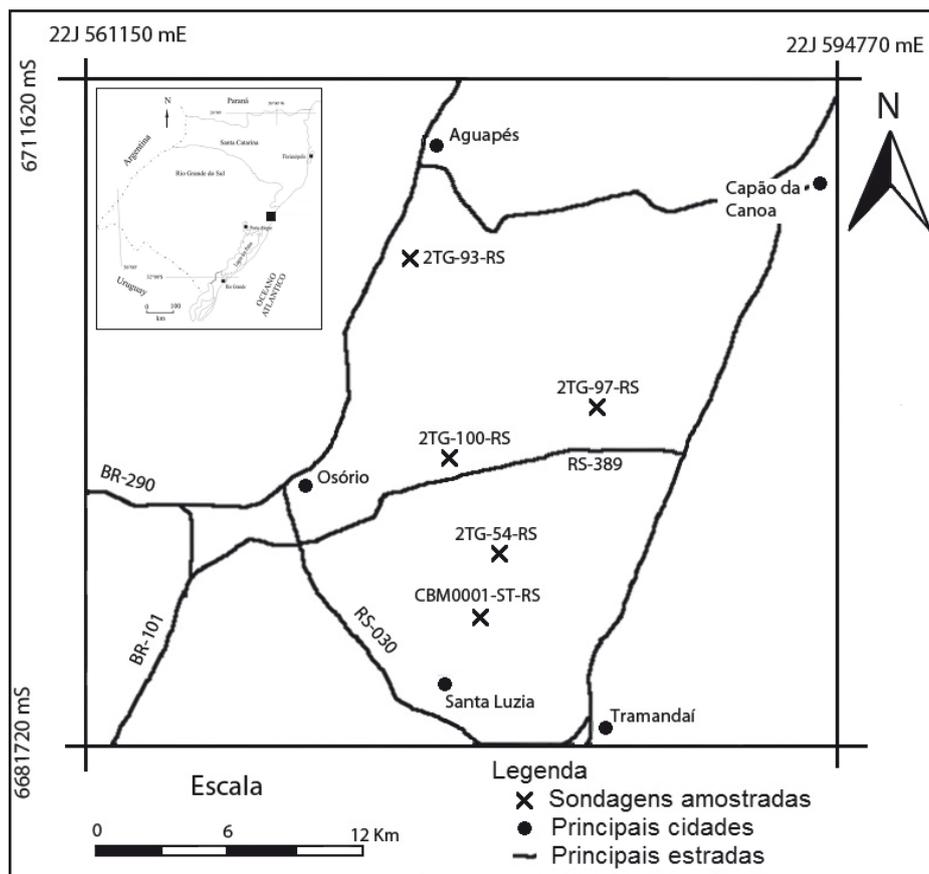


Figura 4. Localização dos furos de sondagem localizados na área da jazida Santa Terezinha utilizados no presente estudo.

flectância da vitrinita (Ro%).

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 14,8 kV e corrente de feixe de elétrons de 15 nA, 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 (Ishii, 1980).

A fórmula estrutural dos piroxênios foi calculada com o auxílio do programa PX-NOM (Sturm, 2002). 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*).

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. O programa QUILF95 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.

As análises por difração de Raios-X (DRX) permitiram a caracterização mineralógica dos argilominerais das rochas sedimentares encaixantes, utilizando 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 empregada a faixa de 2° até 28° . Para a interpretação dos difratogramas foi utilizado o programa DIFRAC-PLUS®.

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, sendo simulados dois cenários, o primeiro, respeitando as espessuras atuais do poço e o segundo, assumindo 3.250 m de rochas sedimentares mesozoicas erodidas, conforme Kuhn *et al.* (2010), que permite estimar a seção erodida, em um ponto determinado, admitindo um gradiente geotérmico constante (fórmula 1).

(Fórmula 1)

$$\left((T_{prof. h} - 10[^\circ C]) / GG[^\circ C km^{-1}] - h[km] \right) = EE[km]$$

onde: $T_{prof. h}$ representa a temperatura máxima a uma certa profundidade (a partir de Ro% com fórmula 2 de Barker & Pawlewicz, 1994), $10^\circ C$ é a temperatura aproximada da superfície, GG o gradiente geotérmico, h a profundidade para a qual a temperatura máxima foi calculada, e EE a quantidade de seção erodida estimada para a bacia em aquele ponto.

(Fórmula 2)

$$T_{prof. h} = \frac{\ln(Ro\%) + 1,68}{0,0124}$$

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*, com a finalidade de 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.

Para os dois cenários foi suposto um fluxo térmico constante no tempo, equivalente ao valor médio atual para a área de estudo, reportado como $69 W/m^2$ (Hurter & Pollack, 1995, 1996; Gomes, 2009), o qual foi aumentado a $100 W/m^2$ durante a idade do magmatismo Serra Geral (~130 Ma), tendo em vista o fluxo de calor resultante de in-

trusões ígneas determinado por Poelchau *et al.* (1997). O gradiente geotérmico também considerou-se constante no tempo em $33^\circ C/Km$, em função de valores médios atuais para a área da jazida (Hamza & Eston, 1981; Hamza *et al.*, 2005; Gomes, 2009) com um aumento a $40^\circ C/Km$ durante a idade do magmatismo, levando em conta as anomalias positivas que as intrusões ígneas geram sobre o gradiente geotérmico durante eventos magmáticos (Mason, 1990; Holford *et al.*, 2013).

Os dados geológicos usados para a construção do modelo foram coletados a partir de dados do poço e da literatura (Milani *et al.*, 2007a; Levandowski, 2009; Costa, 2014). O preenchimento litológico foi simplificado, usando sete 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. A temperatura de cristalização das intrusões de diabásio foi determinada 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 modelos de reflectância aplicando o algoritmo cinético EASY%Ro (Sweeney & Burnham, 1990).

3 Resultados

3.1 Petrografia dos diabásios

Os diabásios apresentam textura fanerítica fina à afanítica dependendo da situação espacial. Os tipos mais finos correspondem à margem resfriada próximo ao contato com a encaixante sedimentar (~10 cm do contato intrusivo) (Fig. 5A). A textura é equigranular fina (0,1 - 0,2 mm) nas fácies mais grossas com arranjo subofítico a intergranular, podendo aparecer raros fenocristais (0,5 - 1,0 mm) de plagioclásio, olivina e clinopiroxênio (Fig. 5B e 5C). Na margem resfriada, a textura passa a porfirítica com fenocristais de plagioclásio e piroxênio, estes últimos totalmente substituídos,

envolvidos por uma matriz que contém abundante vidro vulcânico e micrólitos de plagioclásio, piroxênio e minerais metálicos. Vesículas milimétricas de carbonato aparecem cortando o diabásio ocasionalmente.

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 pró-

ximas 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 localizadamente, embora na maioria dos casos apareça 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 abundantes e possuem um caráter subvítreo nas adjacências da margem resfriada, enquanto nas partes de granulometria mais grossa aparecem acentuadamente desvitrificadas com formação de agregados de plagioclásio.

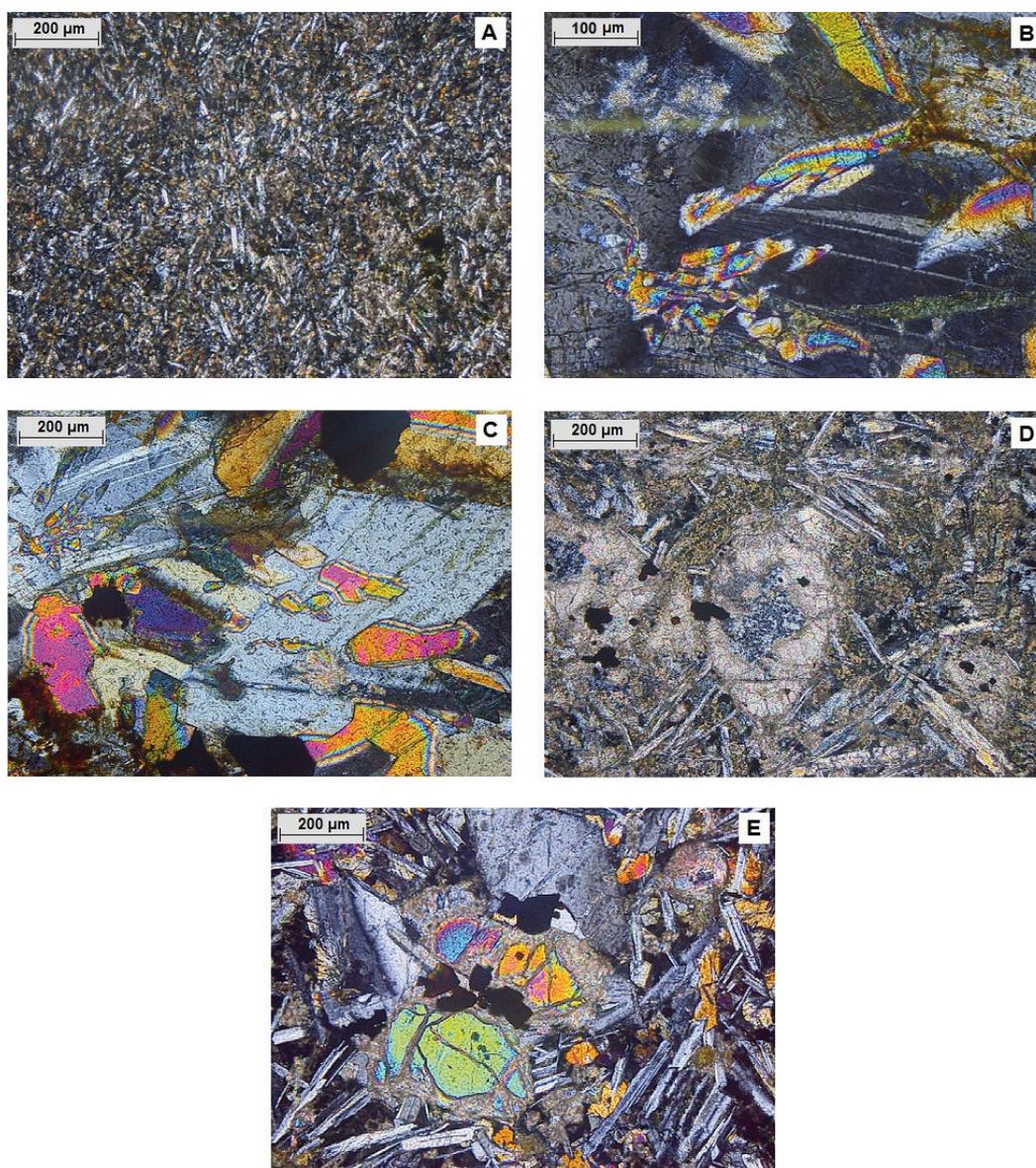


Figura 5. Fotomicrografias de amostras de diabásio. A) Diabásio da margem resfriada das intrusões com textura hialopilitica, abundante vidro vulcânico e micrólitos esqueléticos de plagioclásio, piroxênio e minerais metálicos; B e C) Diabásio da zona central das intrusões, exibindo intercrescimento submicrográfico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

O plagioclásio se apresenta como cristais tabulares, incolores ao microscópio sob luz natural, apresentando maclas polissintéticas e, em geral, com fraca alteração. A composição média é An_{54} (labradorita), variando pouco entre os microfenocristais e os micrólitos.

Os piroxênios (augita e pigeonita) exibem graus variáveis de alteração. Os raros microfenocristais são, em geral, substituídos por carbonatos e cloritas (Fig. 5D), enquanto na matriz mostram-se 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 substituída por carbonato, serpentina e clorita (Fig. 5E).

Vidro vulcânico é registrado de forma mais abundante nas proximidades do contato com a encaixante (~10 cm do contato intrusivo). Possui coloração escura em lamina delgada e encontra-se fortemente desvitrificado à agregados de plagioclásio. O grau de alteração é variável, com sinais de carbonatação nas adjacências da encaixante.

A apatita constitui minúsculos cristais aciculares incolores, geralmente inclusos em plagioclásio ou no vidro vulcânico. Os minerais opacos se apresentam sob duas formas distintas. A geração mais precoce é constituída por pequenos cristais irregulares presentes no interior do vidro vulcânico, mostrando fraca alteração. Cristais ocasionalmente mais grossos de piritita 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

Os resultados das 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 seis oxigênios e quatro 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.

Tabela 1. Química mineral de augitas e pigeonitas, indicando fórmulas estruturais calculadas com base em seis oxigênios e quatro cátions e proporções dos membros finais wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs).

Nº amostra	1	2	5	6	9	12	13	14	16	17	18	19	21	22
SiO ₂	51,82	51,78	50,53	51,50	49,76	51,91	51,60	51,03	51,09	50,41	50,39	50,49	48,77	49,40
TiO ₂	0,52	0,46	0,72	0,54	0,85	0,49	0,59	0,76	0,65	0,72	0,80	0,86	1,17	0,85
Al ₂ O ₃	2,18	1,64	2,88	1,73	2,30	1,92	2,55	2,89	2,77	2,91	3,15	2,91	3,01	2,07
FeO	10,29	12,35	12,52	13,53	21,08	9,66	10,59	10,89	11,25	11,69	11,13	13,23	17,89	24,56
MnO	0,21	0,29	0,29	0,33	0,44	0,25	0,26	0,26	0,29	0,31	0,27	0,28	0,44	0,49
MgO	16,25	16,06	15,45	15,74	14,05	16,37	16,58	15,68	16,21	15,80	15,55	15,52	12,18	13,42
CaO	18,46	17,17	17,07	16,47	12,14	18,80	17,44	18,30	17,61	17,81	18,16	16,69	16,70	9,82
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	0,24	0,20	0,22	0,18	0,15	0,22	0,22	0,22	0,21	0,20	0,21	0,28	0,16	0,06
Cr ₂ O ₃	0,08	0,03	0,04	0,05	0,03	0,10	0,11	0,11	0,10	0,04	0,07	0,02	0,00	0,03
Total	100,06	99,98	99,72	100,08	100,80	99,73	99,94	100,15	100,17	99,89	99,74	100,28	100,31	100,71
Si	1,92	1,93	1,89	1,92	1,89	1,92	1,91	1,89	1,89	1,88	1,88	1,88	1,86	1,90
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Al (T)	0,08	0,07	0,11	0,08	0,10	0,08	0,09	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,14	0,09
Al (M1)	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
Fe ³⁺ (T)	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	0,01
Fe ³⁺ (M1)	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,07	0,09	0,07	0,08	0,08	0,06
Fe ²⁺	0,26	0,33	0,32	0,37	0,59	0,25	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,33	0,48	0,72
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0,90	0,89	0,86	0,88	0,79	0,90	0,91	0,87	0,89	0,88	0,86	0,86	0,69	0,77
Ca	0,73	0,69	0,68	0,66	0,49	0,75	0,69	0,73	0,70	0,71	0,73	0,67	0,68	0,40
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	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00
Cr	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
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
En	45,88	45,24	44,26	44,51	40,32	46,18	47,09	44,68	45,86	44,72	44,43	44,22	35,34	38,86
Wo	37,47	34,77	35,15	33,48	25,03	38,12	35,61	37,48	35,82	36,23	37,30	34,17	34,83	20,44
Fs	16,64	19,99	20,59	22,00	34,65	15,70	17,29	17,84	18,32	19,06	18,27	21,60	29,83	40,69
Nome	Augita													

Nº amostra	23	26	28	32	36	38	39	42	45	49	51	11	40	43
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										

A pigeonita ocorre como cristais isolados ou no núcleo de cristais de augita onde é parcial 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, com empobrecimento em CaO e enriquecimento em FeO.

Os resultados de geotermometria de augita e pigeonita são apresentados na tabela 2. As composições calculadas de augita, geralmente, são ligeiramente mais enriquecidas em *En* e empobrecidas em *Fs*, quando comparadas com as composições medidas, ao contrário do que acontece com a pigeonita, ligeiramente mais enriquecida em *Fs* e empobrecida em *En*. A aplicação do programa QUILF95 permitiu estimar temperaturas médias

de cristalização da ordem de 1.136 ± 36 °C (Augita) e de 1.068 ± 45 °C (Pigeonita).

3.4 DRX dos argilominerais das rochas encaixantes

As rochas que encaixam as intrusões de diábasio são principalmente carvões, siltitos e arenitos, com níveis de conglomerados mais afastados do contato intrusivo (aproximadamente 9 m). 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 illita, caulinita e clorita. Esta última aparece associada à camadas muito próximas aos contatos intrusivos (< 1 m de distância) sendo em geral acompanhada pelo desaparecimento de caulinita. Numa única sondagem (2TG-54), a clorita aparece junto com illita.

Tabela 2. Temperatura estimada do magma utilizando geotermometria de augitas e pigeonitas.

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)
XEn	XWo	XF _s	XEn	XWo	XF _s	(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

3.5 Modelo térmico

Na tabela 4 são apresentados os dados de entrada utilizados na simulação. Para ambos os modelos, a forma da linha de tendência de reflectância de vitrinita (Ro%) calculada difere da linha de tendência de Ro% medida (Fig. 6), tendo sido obtido um melhor ajuste para o segundo cenário. Contudo, o desenvolvimento dos modelos permitiu estimar os valores de Ro% e temperatura decorrentes do soterramento, sem efeito das intrusões, para cada cenário (Tab. 5), a partir da fórmula 2.

4 Discussão dos resultados

A análises da química mineral dos piroxênios mostrou que tanto augita como pigeonita apresentam variações nas suas composições de FeO e CaO, que podem ser interpretadas como a 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 típico 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).

A temperatura média de cristalização, da ordem de 1.136 ± 36 °C (Augita) e de 1.068 ± 45 °C (Pigeonita), embora reflita uma variação significativa, está nos intervalos verificados para os basaltos da Formação Serra Geral, de acordo com Bellieni *et al.* (1986).

Conforme demonstrado por Kalkreuth *et al.* (2008) e Levandowski (2009), os valores de reflectância de vitrinita (Ro%) no poço CBM-001-ST-

Tabela 3. Mineralogia da fração de argilominerais (< 4 µm) das rochas encaixantes (Ili = ilita; Cau = caulinita; Clo = clorita; D = espessura da intrusão; X = distância desde as rochas encaixantes até a margem da intrusão; e X/D = raio de influência; *Próximo a intrusão de 0,53 m de espessura).

Amostra	Litologia	Profundidade no perfil (m)	Distância desde o contato (m)	X/D	Posição em relação ao contato	Espessura da intrusão principal	Minerais da fração < 4µm		
							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	

RS, variam entre 0,65 % e 1,19%, com refletâncias 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 é possível calcular as temperaturas associadas com a utilização da Fórmula 2 de Barker & Pawlewicz (1994).

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 (T_{pico}) a que foram submetidas as camadas de carvão (Tab. 6). 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 distância da intrusão e afeta uma distância 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 do 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.

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

Unidades	Final da Formação no poço (m)	Espessura (m)	Idade de deposição (Ma)		Litologia	COT (%)	Fluxo de calor (W/m ²)
			Desde	Até			
sedimentos inconsolidados	350,00	350,00	66,0	0,0	sedimentos inconsolidados		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
Irati	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
Embasamento	670,00						

Tabela 5. Dados de Ro% simulados e cálculos de temperatura para os cenários 1 e 2.

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

Tabela 6. Temperatura-pico calculada a partir de dados de Ro% medidos no poço CBM-001-ST-RS.

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

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 ao Jurássico, que representa a maior lacuna sedimentar no registro estratigráfico da Bacia do 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 as do poço CBM-001-ST-RS. Contudo, o desenvolvimento dos modelos proporcionou valores de Ro% e temperatura decorrentes do soterramento, sem efeito das intrusões, para cada cenário (Tab. 5), 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 sua história (Quintas *et al.*, 1999).

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, no limite entre os períodos

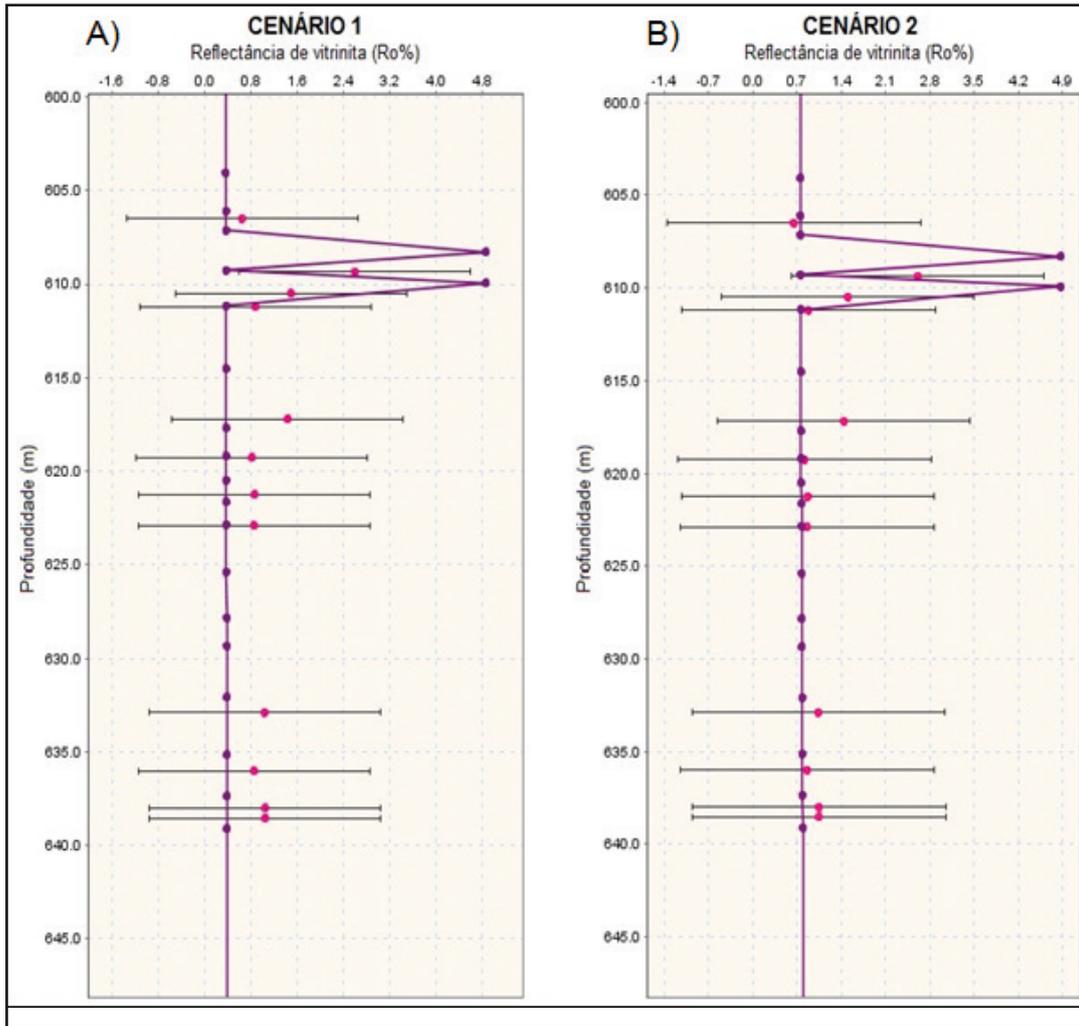


Figura 6. Comparação de dados de reflectância de vitrinite (Ro%) do poço CBM-001-ST-RS com dados simulados para Cenário 1 (A) e Cenário 2 (B). A linha contínua roxa representa os dados de Ro% simulados e os pontos rosados os valores medidos.

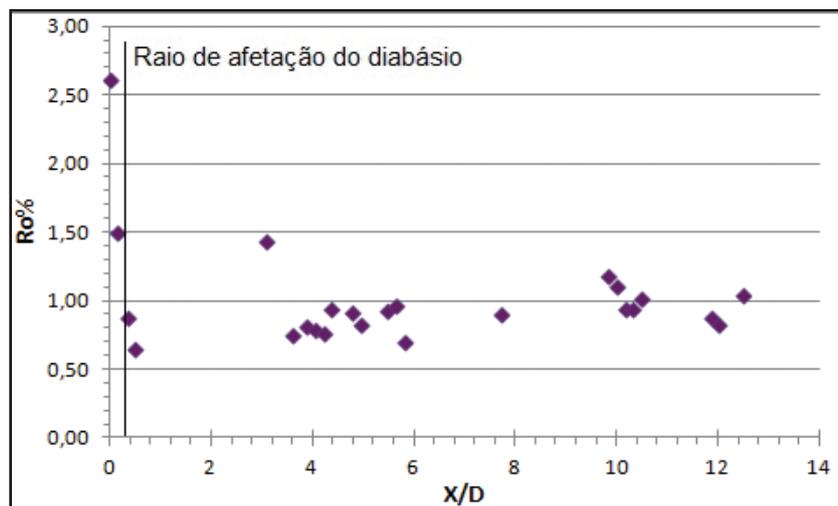


Figura 7. Variação de reflectância de vitrinite na proximidade de intrusão de diabásio de 2,21 m de espessura no poço CBM-001-ST-RS. D = espessura da intrusão, X = distância desde as rochas encaixantes até a margem da intrusão, e X/D = raio de influência. Para simplificar o cálculo foi considerada uma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

Jurássico e Cretáceo (Pereira *et al.*, 2003).

A partir das interpretações de temperatura-pico relacionadas aos carvões e os 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 e magnéticos que permitam determinar a posição, profundidade e forma das intrusões. Neste cenário, a presença de intrusões de diabásio em subsuperfície (diques e soleiras), nas proximidades do poço CBM-001-ST-RS, 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 (< 1 m). Comparando com os resultados das análises de reflectância de vitrinita, o raio de influência (X/D) 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 (até 1 m) atingiram temperatura mínima de 400°C, decorrente de pirometamorfismo, o que favorece a desidratação e modificação estrutural da caulinita (Vaughan, 1955). 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). Nas encaixantes não afetadas pelo halo térmico, a fração está constituída por illita e caulinita. A espessura da intrusão pode ter determinado o grau de alteração na sondagem 2TG-54, já que a camada afetada não está próxima à intrusão mais espessa (10,28 m), mas 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 a 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 detrítica ou autigênica, como nas sondagens 2TG-97 e 2TG-93. Por outro lado, a espessura da intrusão não mostrou influência na extensão da alteração.

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 evidência mineralógica da fração de argilominerais, decorrente do efeito termal das intrusões. A influência térmica se registra a distâncias menores de 1 m a partir da margem das intrusões, sem indícios de influência da espessura da intrusão na extensão da alteração. 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 zonas de menor 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 seção, onde os carvões aparecem intercalados com intrusões de diabásio. As camadas da seção 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 distância entre as rochas encaixantes e a margem da intrusão, podendo-se definir uma razão de influência térmica da intrusão de ~0,3 vezes a espessura da mesma.

As temperaturas-pico definidas para as camadas do topo da seção são evidentes resultados da influência térmica das intrusões intercaladas entre os carvões. Para as camadas inferiores, a profundidade atingida pelas camadas não é suficiente para justificar temperaturas suficientes para alcançar os valores de vitrinita atuais. A hipótese da depo-

sição e erosão de um pacote de 3.250 m de sedimentos mesozoicos é pouco razoável para a Bacia do Paraná, embora proporcione temperaturas condizentes com o estágio de maturidade atual das camadas de carvão. Uma terceira hipótese sugere que 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.

Agradecimentos- A primeira autora agradece ao programa PFRH/PB-215 pela bolsa de mestrado, ao Programa de Pós-graduação em Geociências da 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.
- Araújo, L.M., Trigüis, J.A. & Cerqueira, J.B. 1996. *Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas nas rochas geradoras da Formação Irati - Membro Assistência*. Curitiba, Petrobras/E&P/NEXPAR, 139p. (Relatório interno)
- 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. & Stofa, 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-Jarbridge 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 sul-brasileiros 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.
- 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, p. 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.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.
- Hurter, S. & Pollack, H.N. 1996. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 101: 8659-8671.
- Ishii, T. 1980. Pyroxene geothermometry of basalts and an andesite from the Palau-Kyushu and West Mariana Ridges, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 59: 693-718.
- Kalkreuth, W. & Holz, M. 2000. The coalbed methane potential of the Santa Terezinha Coalfield, Rio Grande do Sul, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 342-345.
- 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, *Anais...*, Rio de Janeiro, p. 1-6.
- 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.
- Killops, S.D. & Killops V.J. 2005. *Introduction to Organic Geochemistry*. Malden, Blackwell Publishing, 393 p.
- Kuhn, P., Echter, H., Littke, R., Alfaro, G. 2010. Thermal basin modelling of the Arauco forearc basin, south central Chile - Heat flow and active margin tectonics. *Tectonophysics*, 495: 111-128.
- 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, Ed. 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, *Anais...*, 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.
- Roisenberg, A., Marques, J.C., Bachi, F.A. & Frantz, J.C. 2008. *Geologia da folha Gravataí SH.22-X-C-V (Nota explicativa)*. Brasília, CPRM, 78p.
- 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, 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. 1968. *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.