

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

**ESTUDO DA BENTONITA ASSOCIADA COM A FORMAÇÃO
IRATI NA REGIÃO DE ACEGUÁ, RS**

AURÉLIO FAGUNDES SILVA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Norberto Dani

Volume I

Porto Alegre – 2016

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

**ESTUDO DA BENTONITA ASSOCIADA COM A FORMAÇÃO
IRATI NA REGIÃO DE ACEGUÁ, RS**

AURÉLIO FAGUNDES SILVA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Norberto Dani

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. André Sampaio Mexias – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Rualdo Menegat – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Anderson José Maraschin - Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul

Dissertação de mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Geociências

Porto Alegre – 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Silva, Aurélio Fagundes

Estudo da Bentonita associada com a Formação Irati na região de Aceguá, RS . / Aurélio Fagundes Silva. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.

[68 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es):Norberto Dani

1. Formação Irati 2. Bacia do Paraná 3. Permiano 4. Bentonitas I.
Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

AGRADECIMENTO

Agradeço a minha família, com muito amor e gratidão, por ter me apoiado nesta jornada.

Ao orientador Norberto Dani e aos professores com quem tive aula e convivi, pelas percepções passada e confiança, e ao corpo técnico de profissionais da instituição e da pós de geociências, pelo apoio passado.

A todos os amigos que conquistei aqui, em especial da geologia, que fez com que a jornada tivesse momentos divertidos e agradáveis.

Por fim agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul por me acolheu como discente e possibilitou toda a infraestrutura necessária para a execução deste mestrado.

RESUMO

A presença de tonsteins e bentonitas dentro da Supersequência Gondwana I no setor sul da Bacia do Paraná não são incomuns e suas ocorrências estão documentadas, especialmente nas unidades Rio Bonito e Rio do Rasto. Embora fosse esperada a identificação de bentonita na Formação Irati devido ao seu posicionamento estratigráfico dentro do Permiano e por estar vinculada a um ambiente que preenche os requisitos para acumular e preservar os eventos de deposição de cinza vulcânica, não são conhecidos trabalhos sistemáticos voltados para a identificação da bentonita na Formação Irati do Rio Grande do Sul. A presença de níveis de bentonita na Formação Irati foi demonstrada a partir de trabalhos realizados no setor norte da Bacia do Paraná. Este artigo tem como objetivo identificar e apresentar argumentos mineralógicos e químicos que demonstram a existência de níveis de bentonitas inseridos na Formação Irati em afloramentos desta unidade situados a leste da cidade de Aceguá, sul do Rio Grande do Sul. Tratam-se de níveis com pequena espessura (em média 4 cm) e grande extensão lateral constituídos de argilitos maciços, com cores branco acinzentadas que em campo contrastam com os folhelhos que compõem a Formação Irati. Para o reconhecimento da bentonita, a técnica empregada na preparação das amostras viabilizou a realização de um estudo detalhado do comportamento mineralógico a partir da divisão das amostras numa fração fina (menor que $2\mu\text{m}$) e numa fração maior que $0,025\text{mm}$. As bentonitas do Irati se caracterizam por serem rochas bimodais compostas predominantemente por Ca-montmorilonita que formam a matriz fina da rocha onde estão dispersos cristais primários ou magmáticos com tamanho não superior a areia muito fina. Uma característica comum destes cristais e que atestam a origem vulcânica é o hábito idiomórfico, sem indícios de alteração ou de terem sido submetidos a processos de transporte sedimentar, em discordância ao que é observado com os minerais formadores da rocha encaixante representada pelo folhelho Irati. Entre os principais minerais primários identificados e representativos do ambiente vulcânico encontram-se paramorfos de quartzo beta, feldspatos tipo sanidina, biotita, zircão, apatita e ilmenita. Baseando-se na geoquímica da rocha e na cristalochimica da montmorilonita neoformada nos níveis de bentonita infere-se sobre a natureza do vulcanismo precursor. Ambas as metodologias apontam que neste período as cinzas

vulcânicas que alcançaram a Bacia do Paraná foram oriundas de um vulcanismo com composição intermediária (andesítica) em concordância ao que é conhecido sobre as manifestações da Província Vulcânica Choiyoi Inferior, sincrônica com a sedimentação da Formação Irati na Bacia do Paraná. A comprovação obtida de que os níveis de argilitos identificados na seção estudada são bentonitas abre a perspectiva de novos estudos em outros campos da geologia, como a calibração da seção estratigráfica e de biozonas através de técnicas de datação absoluta com o uso de minerais, em especial os zircões. Os múltiplos níveis de bentonita identificados ao longo da seção também viabilizam estudos de avaliação do estilo e da história explosiva do vulcanismo, bem como permitirão melhorar as correlações entre diferentes exposições da formação Irati ao longo da Bacia do Paraná.

Palavras chaves: Formação Irati; Bacia do Paraná; Permiano; Choiyoi; Bentonitas; Ca-montmorilonita.

ABSTRACT

The presence of tonsteins and bentonite within Supersequence I in the southern sector of the Paraná Basin are not uncommon, and their occurrences have been documented, especially in the Rio Bonito and Rio do Rasto units. Although the identification of bentonite in the Irati Formation was expected, due to its stratigraphic position within the Permian and because it is linked to an environment that meets the requirements to accumulate and preserve volcanic ash deposition events, systematic studies aimed at identifying bentonite in the Irati Formation in Rio Grande do Sul are not known. The presence of bentonite levels in the Irati Formation was demonstrated from studies carried out in the northern sector of the Paraná Basin. This article aims to identify and present mineralogical and chemical arguments about the existence of bentonite levels included in the Irati Formation in outcrops of this unit located east of the city of Aceguá, southern Rio Grande do Sul. They are thin levels (on average 4 cm in thickness) and large lateral extension made up of massive claystones, of grayish white colors, which on the field stand out from the shales that compose the Irati Formation. In order to recognize the bentonite, the technique used in preparing the samples made it possible to conduct a detailed study of the mineralogical behavior based on the division of the samples into a fine fraction (less than 2 μm) and a fraction above 0.025 mm. The Irati bentonites are characterized by being bimodal rocks composed predominantly of Ca-montmorillonite which form the fine matrix of the rock where primary or magmatic crystals are dispersed, not larger than very fine sand. A common feature of these crystals that attest to the volcanic origin is the idiomorphic habit, with no signs of alteration or of having undergone sediment transport processes, unlike what is observed with the minerals forming the host rocks represented by the Irati shale. Among the main primary minerals identified and representative of the volcanic environment are the beta-quartz paramorphs, sanidine feldspars, biotite, zircon, apatite and ilmenite. Based on the rock geochemistry and the crystal chemistry of the neofomed montmorillonite in the bentonite levels, the nature of the precursor volcanism is inferred. Both methodologies indicate that in this period the volcanic ashes that reached the Paraná Basin were derived from volcanism of intermediate composition (andesitic) in agreement with what is known about the manifestations of the Lower Choiyoi Volcanic Province, synchronous with the sedimentation of the Irati Formation in the Paraná Basin. The obtained evidence

that the claystones identified in the studied section are bentonites unfolds the perspective of new studies in other geology fields, such as the calibration of the stratigraphic section and biozones through absolute dating techniques with the use of minerals, especially zircons. The multiple levels of bentonite identified throughout the section also enable assessment studies of the explosive style and history of the volcanism, and will also improve the correlations between different exposures of the Irati Formation along the Paraná Basin.

Keywords: Irati Formation; Paraná Basin; Permian; Choiyoi; Bentonite; Ca-montmorillonite.

SUMÁRIO

| | |
|---|-----|
| ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO | vii |
| CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. PREMISSE DE TRABALHO..... | 1 |
| 1.1.1. Localização da área de pesquisa | 2 |
| 1.2. OBJETIVO..... | 2 |
| 1.2.1. Objetivos gerais | 2 |
| 1.2.2. Objetivos específico | 3 |
| 1.3. ESTADO DA ARTE | 3 |
| 1.3.1. Deposito piroclástico de Queda | 3 |
| 1.3.2. Tectônica Gondwana no permo-triássico..... | 9 |
| 1.3.2. Geologia da Bacia do Paraná | 11 |
| 1.4. METODOLOGIA..... | 14 |
| 1.4.1. Campo | 14 |
| 1.4.2. Análise Laboratorial | 17 |
| CAPÍTULO 2: RESULTADOS..... | 20 |
| 2.1. ASPECTOS DE CAMPO..... | 20 |
| 2.2. ASPECTOS MINERALÓGICOS E QUÍMICOS | 21 |
| 2.2.1. Mineralogia global das rochas (amostra total) | 22 |
| 2.2.2. Minerais secundários, ou autigênicos..... | 23 |
| 2.2.3. Minerais primários ígneos índices ou piroclásticos | 26 |
| 2.2.4. Vegetais – Charco (ou <i>black carbon</i>)..... | 30 |
| 2.2.5. Proveniência | 30 |
| REFERÊNCIA..... | 32 |
| CAPÍTULO 3: ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO..... | 1 |
| "Bentonitas da Formação Irati no setor sul da Bacia do Paraná" | |
| ANEXO A..... | 1 |

Resumo para o "*IX Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia & II Workshop de recursos minerais da região sul*".

"Estudo para Comprovação de Bentonita associada à Formação Irati, na região sul de Bagé, RS"

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação de mestrado, obrigatório para a obtenção de título de Mestre em Geociências junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (PPG-Geo/UFRGS), segue a norma 103 para a submissão de Teses e Dissertações exclusivamente em formato de artigos, aprovada em 01 de março de 2012 pela Comissão de Pós-Graduação em Geociências – PGGEO/IG/UFRGS. Ela está em consonância com as Metas do Biênio 2009/2010 aprovadas na reunião da Comissão de Pós-Graduação em 13 de março de 2009.

Constam nesse documento Resumo e Abstract que sintetizam os objetivos e os resultados obtidos com o desenvolvimento do projeto de pesquisa. O Capítulo 1 – Introdução – conta com a premissa do trabalho, objetivos gerais e específicos da pesquisa, metodologia e estado da arte relevante a compreensão da dissertação. Capítulo 2 – Resultados – encontra-se algumas considerações sobre os dados obtidos. Logo após tem-se as referências dos capítulos um e dois. No capítulo 3 está o artigo científico submetido à revista “Geologia USP. Série Científica” em janeiro de 2016. Em anexo A segue um resumo publicado no evento “IX SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA & II WORKSHOP DE RECURSOS MINERAIS DA REGIÃO SUL” ocorrido em 2015 em Florianópolis-SC.

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1.1. PREMISSA DE TRABALHO

Em recente levantamento voltado para a coleta e estudo de fragmentos fósseis de vertebrados na região do município de Aceguá, Rio Grande do Sul, foram observados ao longo da seção estratigráfica de uma das exposições da Formação Irati (IGLESIAS *et al.*, 2014; KLEIN *et al.*, 2014; XAVIER, 2014) a ocorrência de níveis com características diferenciadas em relação aos folhelhos que compõem o Irati. Estes níveis são argilitos e foram interpretados de bentonitas (XAVIER, 2014).

O termo bentonita foi introduzido por Knight (1898), referindo-se a uma rocha formada por argilas expansivas associadas ao Folhelho Benton (Montana, EUA). Posteriormente, Hewit (1917) e Wherry (1917) descreveram bentonita com sendo uma rocha formada a partir da alteração de cinzas vulcânicas, originadas em eventos instantâneos na escala geológica. As cinzas ou “*tephras*” são materiais compostos predominantemente por vidro vulcânico, cuja alteração em ambiente aquoso dá origem a uma rocha monominerálica, normalmente maciça e composta por argilominerais. Recebe a denominação de bentonita quando a “*tephra*” é transformada num ambiente marinho ou lagunar, que por processos pós deposicionais evoluem para argilominerais do grupo das esmectitas (FORMOSO *et al.*, 2000).

A origem dos argilominerais em sedimentos pode estar relacionada com mais de uma possibilidade. Portanto, o uso do nome bentonitas para camadas de argilitos condiz muito a uma gênese restrita, o que não pode se ter total certeza apenas com identificação de campo. Devido a isto, para serem chamadas de bentonitas, estas camadas demandam de estudo mais aprofundado, integrando as análises de campo a outros métodos, como estudos mineralógico e químico, tornando a integração de grande utilidade para a identificação, determinação da área fonte e compreensão dos mecanismos de deposição dos sedimentos.

Camadas de bentonitas são úteis para serem usadas como elemento de correlação estratigráfica regional, estabelecer a relação entre os testemunhos do sub-solo com as secções da superfície e estudos estratigráficos detalhados. É

também possível à correlação estratigráfica entre bacias, correlação estratigráfica de eventos e ser usadas como fonte de minerais para a determinação da idade absoluta da sedimentação (HUFF *et al.*, 1997).

1.1.1. Localização da área de pesquisa

A área estudada localiza-se a leste de Aceguá-RS, na propriedade da Fazenda Maria Castelhana, a aproximadamente 2km da divisa entre Brasil e Uruguai, possuindo coordenadas geográficas 31°53,602'S e 54°00,125'W (Figura 1).

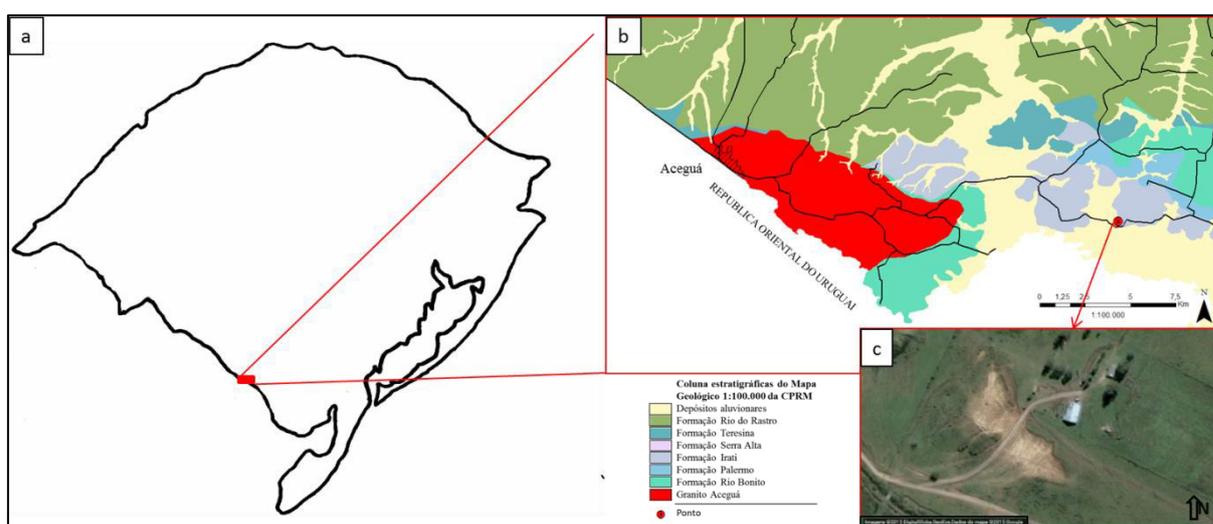


Figura 1 Mapa de localização da área. Em (a) mostra o contorno do estado do Rio Grande do Sul, em (b) Mapa geológico 1:100.000 da porção leste de Aceguá e oeste de Passo São Diogo (IGLESIAS *et al.*, 2014; KLEIN *et al.*, 2014) com a localização da seção de amostragem. (c) Imagem de detalhe do afloramento da Formação Irati onde a seção estratigráfica foi levantada (GOOGLE EARTH, acesso 2016).

1.2. OBJETIVO

1.2.1. Objetivos gerais

O presente trabalho visa a caracterização dos níveis de argilito encontrado em Aceguá-RS, determinando, mediante a estudos de campo, mineralógicos e geoquímicos, argumentos que permitam relacionar os argilitos com bentonitas. A

presença de bentonita na Formação Irati, Bacia do Paraná, ainda não tinha sido descrita integralmente para o setor sul da Bacia do Paraná, embora Delaney e Fomoso (1960) admitam esta possibilidade devido ao comportamento anômalo dos argilominerais.

1.2.2. Objetivos específico

Os objetivos específicos foram levantar a seção faciológica do afloramento e a coleta de amostras representativas. Com as amostras coletadas foram realizadas análises específicas de acordo com a infraestrutura analítica dos laboratórios do Instituto de Geociências da UFRGS, envolvendo os laboratórios do Centro de Estudos de Geologia Costeira (CECO) e do Centro de Pesquisas em Petrologia e Geoquímica (CPGq).

Através dos dados levantados, procedeu-se a integração das interpretações de campo com a identificação e análise de minerais em lupas, Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Difractometria de Raios-X (DRX) e da Análise Química de elementos maiores e traço, além de revisão bibliográfica, com a finalidade de confirmar ou não a origem vulcânica para essas camadas de argilitos, que de acordo com a definição poderiam ser designados como rocha bentonita (KNIGHT, 1898; HEWITT, 1917; WHERRY, 1917).

1.3. ESTADO DA ARTE

1.3.1. Depósito piroclástico de Queda

Os piroclastos são fragmentos vulcânicos ejetados de chaminés vulcânicas por erupções explosivas, composto da solidificação do magma ao ar (púmice ou vidro vulcânico) e de fragmentos de rochas (minerais magmáticos e fragmentos de rochas vindo dos condutos ou das encaixantes).

No modelo tectônico de margens convergentes ocorre à extrusão e formação de magmas basálticos a riolíticos, dando origem aos Arcos Vulcânicos (Figura 2).

Geralmente formam magmas cujos a origem são fusão de rochas crustais, e, portanto, mais ricos em Si e Al, acarretando um aumento da viscosidade (WERNICK, 2004).

A viscosidade do magma dificulta a movimentação magmática e aprisiona os gases, que geram expansão do volume magmático pela perda de pressão, à medida que o magma se aproxima da superfície (Figura 3). Na superfície, saindo pela zona do conduto, gases escapam do magma de forma violenta, formando uma coluna eruptiva com grande volume de ejetólitos (fragmentos piroclásticos incandescente e detritos). Caso a extrusão do magma ocorra num ambiente aquoso, seja água subterrânea ou armazenada num ambiente glacial, se terá um sistema *freatomagmático* com erupções ainda mais poderosas (SIGURDSSON *et al.*, 2005).

Ao sair, sob condições de alta temperatura e baixa pressão, a coluna gradativamente aquece o ar circundante, que se expande, inflando a pluma ascendente de ejetólitos e, conseqüentemente, diminuindo sua densidade, possibilitando a coluna eruptiva ascender a grandes altitudes atmosféricas, na forma de uma corrente constante de gás (Figura 3) (GILL, 2014).

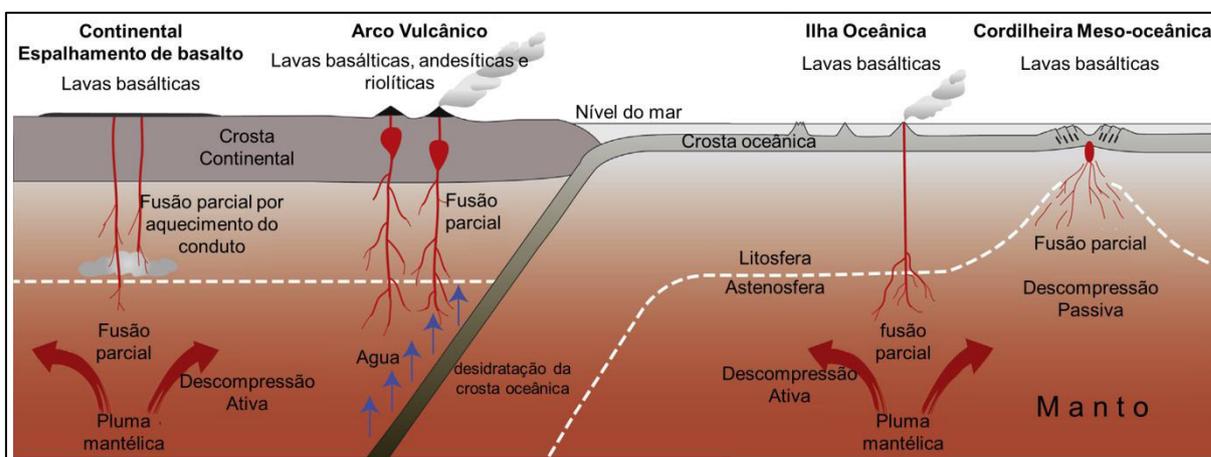


Figura 2 Secção esquemática da atividade magmática da Terra, mostrando os mecanismos crosta, manto e litosfera e fusão que dão origem a magmatismo tipo MORB (*Middle Ocean Ridge Basalt*), OIB (*Ocean Island Basalt*), IAB (*Island-Arc Basalt*) e o espalhamento de basaltos continentais (Modificado de SIGURDSSON *et al.*, 2005).

O resfriamento forma *fragmentos vesiculados juvenis* de púmice, que resfriam a uma temperatura próxima à da atmosfera, alongando-os e/ou achatando-os, devido à deformação por cisalhamento do líquido magmático com o ar. Pode ocorrer no púmice o processo de vitrificação, que é a formação de vidro (obsidiana) no resfriamento rápido da lava (chamados também de shards) (AGARBI, 2007;

JERRAM; PETFORD, 2014). Os *fragmentos vesiculados juvenis* variam desde púmices altamente vesiculados (densidade pode ser inferior a 1.000 Kg/m^3), até fragmentos juvenis poucos vesiculados (densidade aproximada de 1.000 a 2.000 Kg/m^3) a não vesiculados ou pobremente vesiculados (densidade superior a 2.000 Kg/m^3) (JERRAM; PETFORD, 2014).

Outros fragmentos que compõem o púmices são cristais individuais, que se cristalizaram dentro no magma (porfírico) e fragmentos líticos, que podem incluir qualquer rocha mais antiga dentro do conduto (encaixantes) e/ou de depósitos vulcânicos mais antigos assimilados durante a erupção explosiva (JERRAM; PETFORD, 2014).

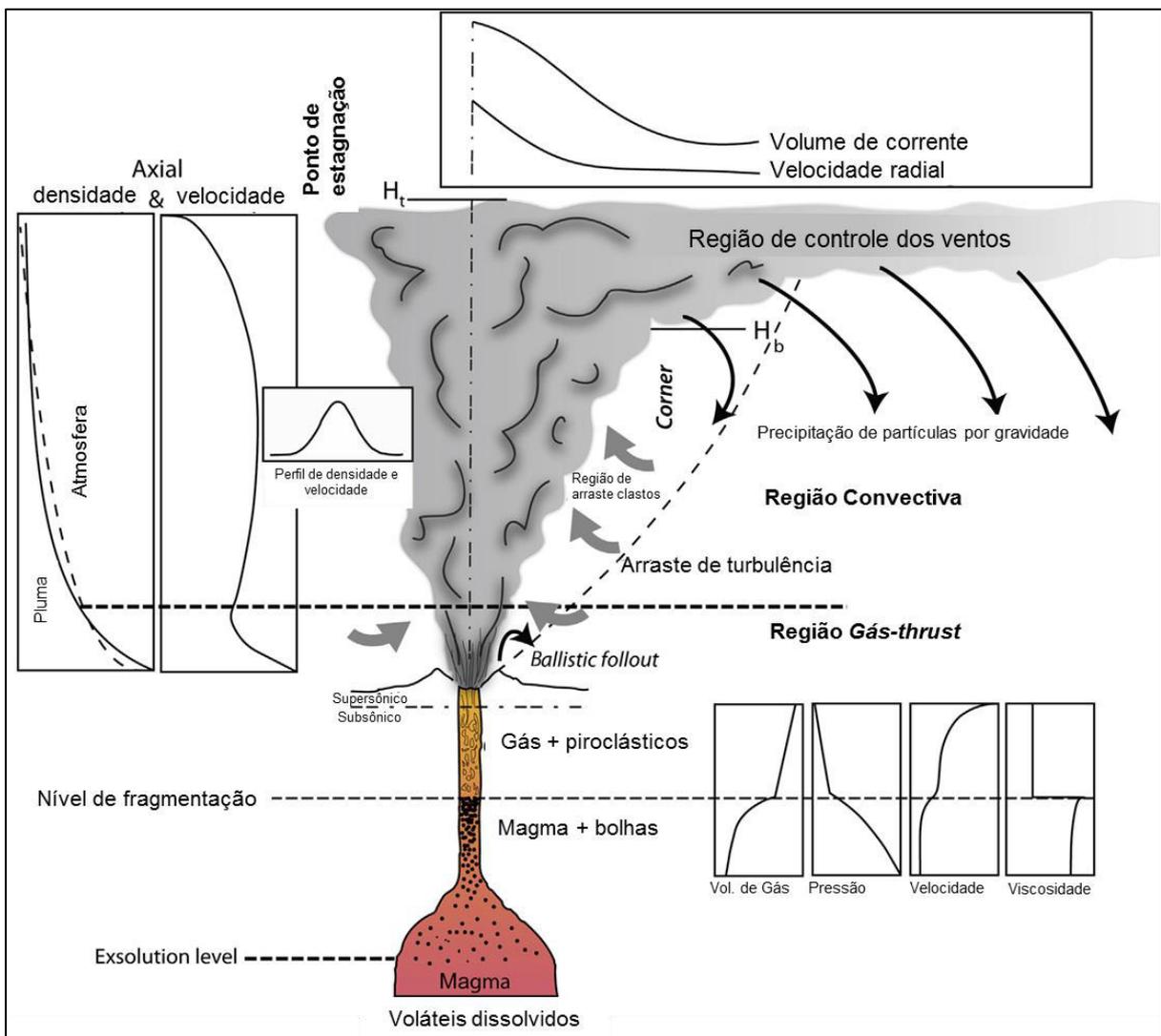


Figura 3 Esquema geral descrevendo o regime eruptivo de plumas e as variações dos parâmetros físicos durante as erupções plinianas (Modificado de SIGURDSSON *et al.*, 2005).

As partículas finas da coluna eruptiva estacionam em zonas da atmosfera onde se equilibram com a densidade do ar, enquanto as partículas maiores voltam ao solo

e formam depósitos de fluxos piroclásticos de alta energia (Figura 3; Figura 4). A queda dos materiais de maior densidade propicia a concentração de frações mais leves (cinzas), sendo estas transportadas lateralmente pelos ventos a longas distâncias, normalmente em uma direção, especialmente se a coluna eruptiva tiver chegado a altitudes da atmosfera onde se formam as correntes de jato (SIGURDSSON *et al.*, 2005).

A velocidade relativa do vento gera força de atrito nas partículas, que é assim capaz de transportar por suspensão partículas de cinzas a longas distâncias. O ar tem sua densidade de fluido e viscosidade baixa, agindo como um bom agente selecionador de partículas com densidade menor ou equivalente a do agente, como as partículas de granulometrias menores (argila até aproximadamente frações granulométricas de areia).

A queda das cinzas ocorre de duas formas: I) quando fragmentos sofrem impacto em si e acabam se agregando, formando partículas maiores, mais densas e instáveis para seu transporte pelo ar; II) ou quando a velocidade do transporte eólico diminui, tornando a suspensão instável e iniciando o sistema de queda.

As cinzas, quando caem distantes do cone vulcânico, são chamadas de depósitos piroclásticos de queda (*pyroclastic fall deposit*). Bem selecionados devido ao fracionamento eólico durante o transporte, formam camadas normalmente homogêneas de tefras, pouco espessas, maciças e de granulação fina, que capeiam e se acomodam sobre a topografia, seja em ambiente terrestre ou aquático (Figura 4) (AGARBI, 2007; GILL, 2014; JERRAM; PETFORD, 2014).

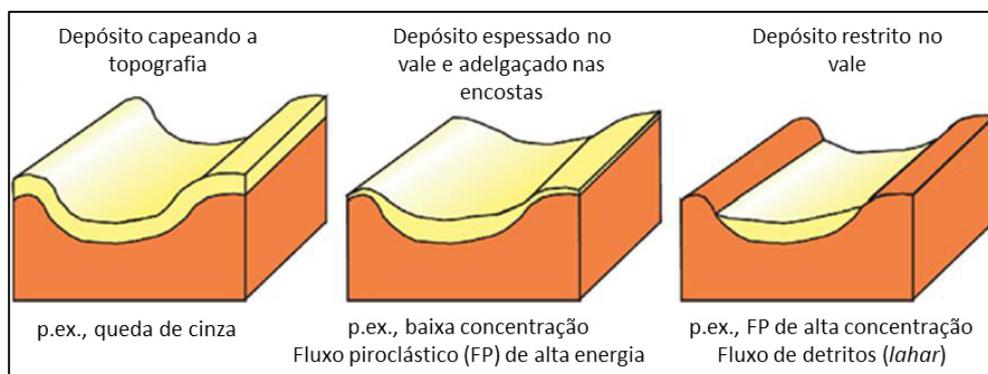


Figura 4. Característica dos depósitos em função da topografia (modificado de JERRAM; PETFORD, 2014).

Quando os púmices caem em ambiente aquático/subaquático, dependendo da densidade e porosidade do fragmento em relação à densidade e viscosidade do

meio, podem flutuar ou decantar. O púmice normalmente contém vazios vesiculares produzidos pelos gases, cuja proporção pode atingir 80% do volume do fragmento. Por este motivo a densidade é baixa, podendo ser o bastante para permitir a flutuação na superfície da água formando camadas de púmices flutuantes, que perduram até a penetração da água nos poros promovendo a decantação.

Caso ocorra um segundo retrabalhamento por agentes de transporte do ambiente depositado, os fragmentos são chamados de piroclastos retrabalhados ou epiclastos. Esses sedimentos podem ser identificados por propriedades dos clastos e dos vidros vulcânicos, produzidas por modificações durante o transporte, como por exemplo, o arredondamento ou redução do tamanho das partículas (JERRAM; PETFORD, 2014).

Os púmices contêm minerais instáveis, que se alteram após a deposição, tanto por intemperismo quanto por processos diagenéticos. Na maioria dos casos ocorrem fenômenos de dissolução de um dado mineral, ou grupo de minerais silicáticos, que tenham tido instabilidade nas interações clima-rocha-água e temperatura, sob condições de Eh-pH- P_{CO_2} e íons diluídos, que provocam a troca iônica dos púmices com o meio (MEUNIER, 2005).

Entre esses minerais silicáticos, os fragmentos vesiculados juvenis são os mais abundantes. A alteração inicial ocorre pela infiltração e circulação de água em seus poros causando a hidratação. Após, por hidrólise ou desvitrificação, ocorre à quebra da estrutura cristalina e dissolução parcial ou total dos minerais. Como produto final de transformação e neoformação, terá argilominerais como produtos menos solúvel da reação (GRIM; GUVEN, 1978; MEUNIER, 2005).

Segundo Formoso *et al.*, (2000), quando as cinzas caem em ambiente marinho ou lagunar, a concentração de cátions da água (Mg^{2+} , Na^+ , Ca^{2+} , K^+) associado a um pH básico, promove uma reação de troca com as cinzas que produz um soluto residual secundário, que favorece a cristalização de argilominerais do grupo das esmectitas nomeadamente dioctaédrica do tipo montmorilonitas. A rocha formada nesta condição recebe a denominação de Bentonita (FORMOSO *et al.*, 2000).

Quando as cinzas caem em ambiente continental paludal, o pH ácido e a presença de compostos orgânicos promovem a lixiviação dos cátions (Al^{3+} , Fe^{3+} , H_4SiO_4 , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+), favorecendo a formação de argilominerais do grupo da caulinita. Este processo é observado nos depósitos de carvão vegetal, e a rocha

formada recebe a denominação de *Tonsteins* (BOHOR; TRIPLEHORN,1993; FORMOSO *et al.*, 2000).

A análise da coloração dos níveis fornece uma primeira pista para a identificação de bentonita e tonsteins, pois reflete a composição química e mineralógica. Geralmente quando os depósitos de tefras evoluem a partir de silicatos alcalinos/alcalinos terrosos (silicato de Na, K, Ca) dão origem a níveis com cores claras. Se a maior parte dos minerais for félsica possuem geralmente cor castanho-pálidos a brancos, enquanto que os silicatos ricos em elementos de transição, particularmente ferro, são de cor escura. Coloração de castanho-escuros a médios pode ser indicio de proporção de minerais máficos (JERRAM; PETFORD, 2014). No entanto isto não é uma regra geral, podem existir diversos fatores que irão influenciar na tonalidade final da rocha.

Os minerais não argilosos, resistentes à alteração pós-deposicional, são comumente fenocristais e xenocristais que se formaram em equilíbrio com a temperatura, pressão e a composição do magma durante a cristalização, sendo assim chamados de minerais primários (GILL, 2014). Eles têm a tendência de possuírem tamanho, morfologia, cor e estrutura químicas internas diferentes dos encontrado nos depósitos sedimentares (JERRAM; PETFORD, 2014). São a maioria angulares, pois não sofreram processos de retrabalhamento sedimentar, podendo ser idiomórficos (euédricos).

O conjunto destes minerais monta uma assembleia de minerais magmáticos que herdaram informações da época de cristalização e identificados darão um diagnóstico parcial da composição do magma de origem, podendo ser utilizados como auxiliares em estudos de proveniência (REMUS *et al.*, 2008). Alguns minerais reconhecidos como portadores de informações da origem primária são β -quartzo, zircão, biotita, apatita, feldspato (sanidina), ilmenita, plagioclásio, magnetita, rutilo e espinélio (Figura 5). A identificação de vidro vulcânico (*shards*) é um importante indício da origem vulcânica (BOHOR; TRIPLEHORN,1993).

O β -quartzo são formados inicialmente em magmas silicósos e em alta temperatura (entre 1700° C a 1000° C) e baixa pressão (entre 10 GPa a 60 GPa), associado à eventos vulcânicos explosivos a partir de magmas ricos em voláteis (IZZET, 1981; DONALDSON; HENDERSON, 1988;. BLATT; MIDDLETON; MURRAY, 1980; MATOS *et al.*, 2000)

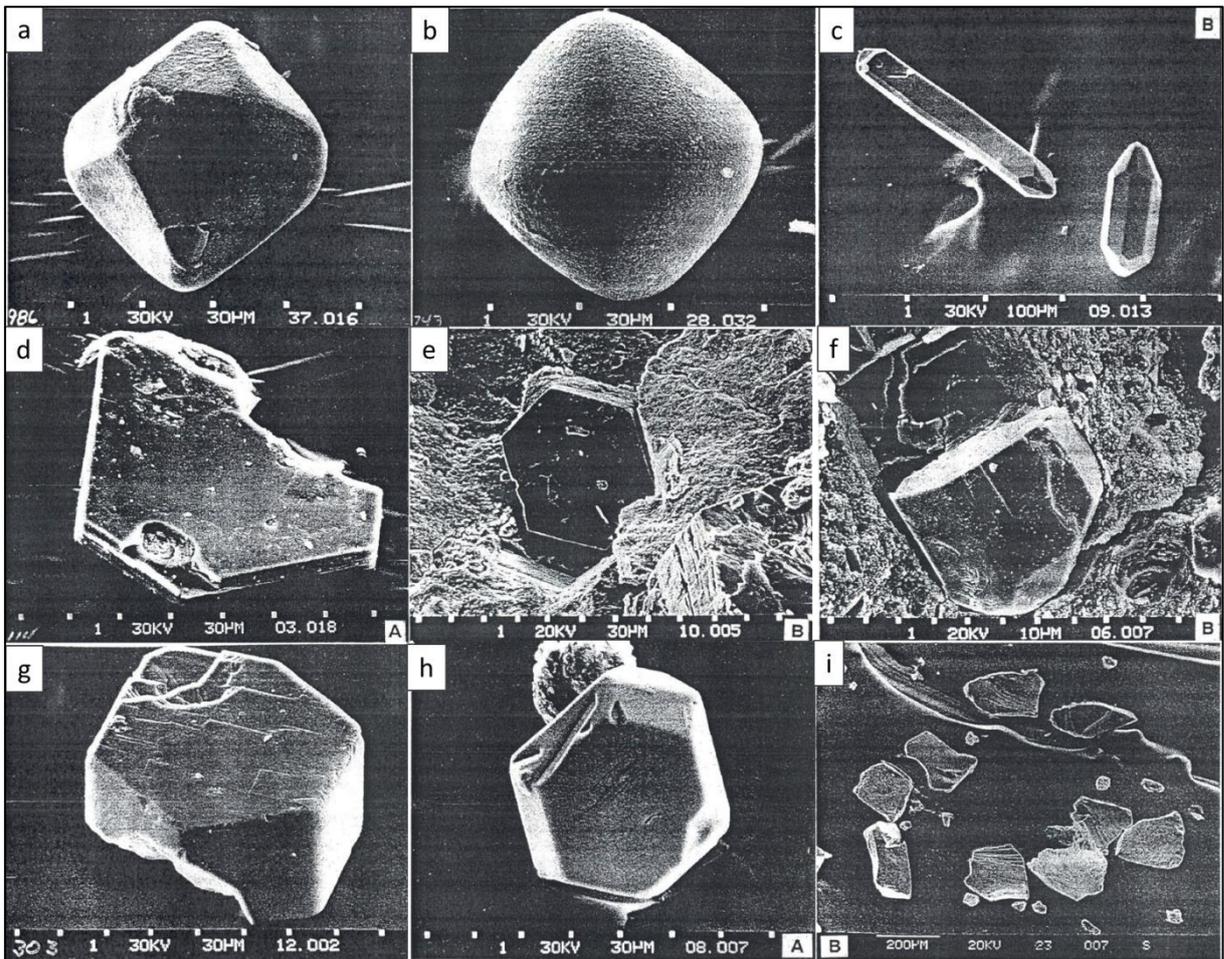


Figura 5 Imagens de MEV de alguns minerais primários descritos por Bohor *et al.*, (1993) e encontrados associados em camadas de tonsteins. (a, b) β -Quartzo; (c) zircão euédrico de prisma alongado; (d, e) biotita euédrica; (f) Apatita euédrica; (g) sanidina euédrica; (h) Ilmenita euédrica; (i) Quartzos *splinters* (Bohor B.F. et al., 1993).

1.3.2. Tectônica Gondwana no permo-triássico

O Supercontinente Gondwana (POWELL, 1993) desenvolveu-se no Fanerózoico. No limite sul-ocidental da placa Gondwana, ocorreram ciclos colisionais entre placas oceânicas e arcos de ilhas, denominados de ciclos colisionais Gondwanides (MILANI; RAMOS, 1998). Durante o Permiano a Orogênese Sanrafaélica foi gerada possivelmente a partir da colisão do terreno Patagônia (RAMOS *et al.*, 1984) ou pela subducção da placa paleo-Pacífico (LÓPEZ-GAMUNDI, 2006). A orogênese propiciou a formação de arcos magmáticos cálcio-alcalinos com rochas extrusivas de composição dacito-riolíticas responsáveis pela formação da Província Ígnea Choiyoi ou arco magmático Choiyoi (KAY *et al.*, 1989).

Ativo por quase 30 milhões de anos, do Permiano Inferior até o Triássico Inferior (ROCHA-CAMPOS *et al.*, 2004; 2006; 2007; 2011), o arco magmático apresentou em suas primeiras manifestações uma composição básica, vulcanismo de natureza andesítica, seguido por fases magmáticas ácidas, de magmatismo de composição riolítica a dacíticas (MARTINEZ; GIAMBIAGI, 2010) (Figura 6), marcado por erupções com intensidade do tipo pliniano a ultrapliniano (ROCHA-CAMPOS *et al.*, 2011).

| Grupo Choiyoi | Edad | Petrografia | Geoquímica | Estado tensional | Espesor cortical |
|---|---|--|--|--------------------------|------------------------|
| Sección Superior | Triásico Temprano a Tardío | Rocas ácidas (riolitas y granitos) | Bajas relaciones La/Yb y La/Ta. Leve alcalinidad | Extensión generalizada | De normal a adelgazado |
| Sección Media | Pérmico Medio a Tardío | Rocas ácidas (riolitas, riocacitas y granitos) | Relaciones La/Yb y La/Ta intermedias. Carácter metaluminoso | Mayor extensión | Normal |
| Sección Inferior | Pérmico Medio | Rocas básicas (basaltos y andesitas) | Altas relaciones La/Yb y La/Ta. Impronta de cuña astenosférica | Comienzo de la extensión | De engrosado a normal |
| Fase orogénica San Rafael | Pérmico Temprano | Deformación compresiva de rocas más antiguas | | Compresión | Engrosado |
| Magmatismo previo al Grupo Choiyoi | Carbonífero Temprano a Pérmico Temprano | | Altas relaciones La/Yb y La/Ta | Compresión | Engrosado |

Figura 6 Resumo feito por Martinez e Giambiagi (2010), comparando os possíveis eventos tectônicos associados com o desenvolvimento de pré-Choiyoi e as três seções magmáticas da Província Ígnea Choiyoi no Gondwana. Em tracejado vermelho, está a seção que corresponde a época do Mar de Irati-Whitehill.

O Choiyoi é considerado o maior evento silícico-magmático do Gondwana Ocidental (ROCHA-CAMPOS *et al.*, 2011), com uma intensidade incomum, capaz de imprimir registros das tefras produzidas por suas erupções nos estratos da Bacia do Paraná, numa distância de milhares de quilômetros a partir dos centros eruptivos (COUTINHO *et al.*, 1988; FORMOSO *et al.*, 1997; COUTINHO; HACHIRO, 2005; LÓPEZ-GAMUNDI, 2006; SANTOS *et al.*, 2006; GUERRA-SOMMER *et al.* 2008; ROCHA-CAMPOS *et al.*, 2011).

1.3.2. Geologia da Bacia do Paraná

Situada na porção centro-oriental da América do Sul, a Bacia do Paraná ocupa uma ampla região (1.400.000 km²), com um período de sedimentação que se estendeu desde o Paleozóico até o Mesozóico (450 a 65 Ma), possuindo um registro crono-estratigráfico que abrange um intervalo de 400 milhões de anos da história geológica fanerozóica dessa região do planeta (MILANI, 1997; MILANI; RAMOS, 1998; MILANI *et al.*, 2007a).

O seu preenchimento ocorreu principalmente dentro do supercontinente Gondwana e foi condicionado pelos rearranjos tectônicos provocados pelos ciclos Orogênicos Gondwanides (KEIDEL, 1916). Durante o período Permo-triássico, as forças de colisão da Orogenia Sanrafaélica nas margens do supercontinente Gondwana (DE WIT *et al.*, 1988), gerou flexura interna ao cráton onde deu-se a deposição da Supersequência Gondwana I (Figura 7), que reuniu dentro da Bacia várias unidades sedimentares num ciclo transgressivo-regressivo de segunda ordem (MILANI; RAMOS, 1998). Entre as unidades depositadas encontra-se a Formação Irati (Figura 7), foco deste trabalho.

Depositada no Eopermiano, com idade Artinskiano a Kunguriano (278.4 ± 2.2 a 275.6 ± 0.7), (SANTOS *et al.*, 2006), a Formação Irati registra a transição do fim da influência do controle eustático do paleo-oceano Pantalassa na Bacia do Paraná, o que levou a geração do mar intracontinental Irati-Whitehill (Figura 8) (LAVINA, 1991), estando no Trato de Sistema de Nível Alto (TSNA) do ciclo de segunda ordem (ARAÚJO, 2001). A continentalização dos sistemas deposicionais da Bacia do Paraná gerou uma bacia restrita-intracontinental, com rampa de mergulho suave e estritamente continental mista (siliciclásticos e carbonáticos), com profundidade bastante variável e subsidência extremamente lenta (Figura 8).

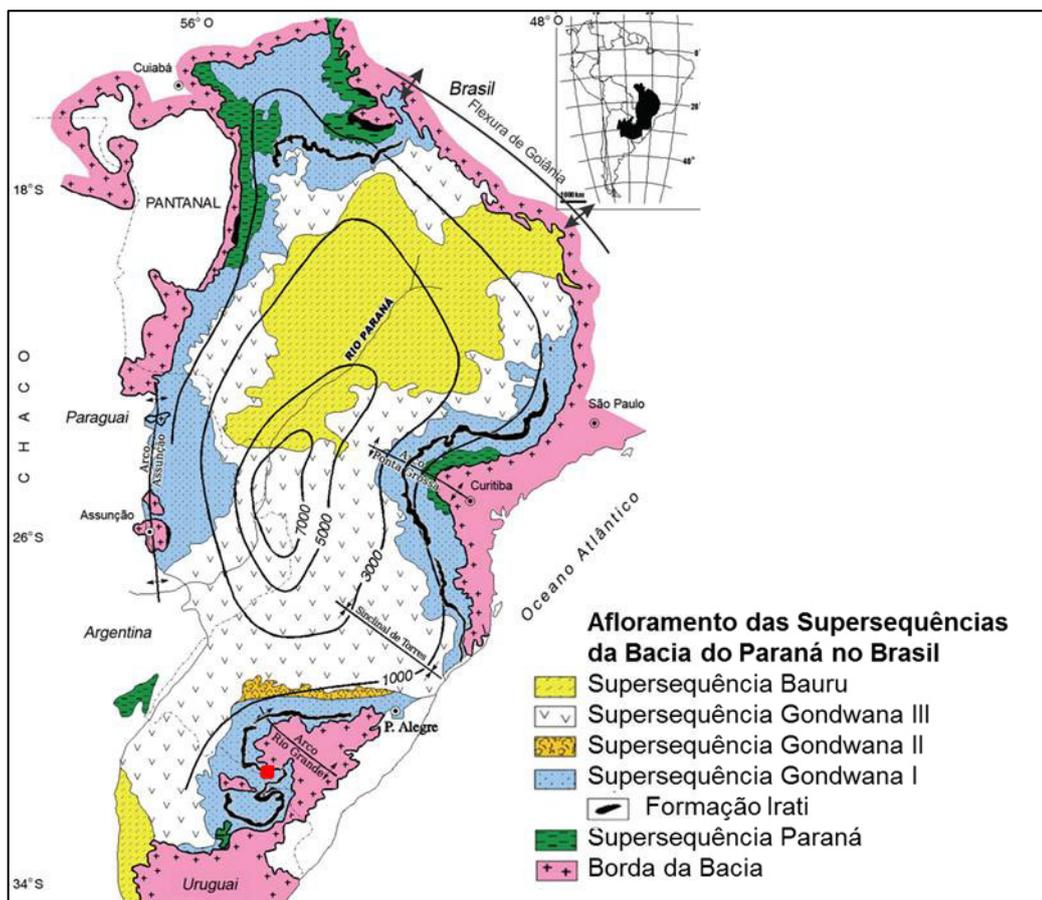


Figura 7 Distribuição das Supersequências da Bacia do Paraná (modificado de MILANI; FRANÇA; MEDEIROS, 2007b), e localização da área aflorante da formação Irati (modificado de HACHIRO; COIMBRA, 1991). O ponto vermelho no mapa localiza a região da área de estudo.

Formação Irati

As condições parálicas e a salinidade variável do mar interno Irati-Whitehill (LAVINA, 1991) se traduzem numa faciologia para a Formação Irati em que inexistem sedimentos arenosos, sendo composta por sedimentos siliciclásticos muito finos (lamas) ou químicos (carbonato, anidrita) associados com matéria orgânica (MILANI *et al.*, 2007a). A Formação Irati apresenta camadas de folhelhos betuminosos cinza escuros e siltitos cinza, intercalados com margas, calcários e camadas centimétricas de argilitos, sendo que no setor norte da bacia ocorre evaporitos (LAVINA, 1991; MILANI *et al.*, 2007a). Estima-se que neste ambiente a taxa de sedimentação era muito baixa, com a deposição de um centímetro de espessura do folhelho se estendendo por um intervalo de tempo de centenas ou até milhares de anos (LAVINA, 1991; HOLZ *et al.*, 2010).

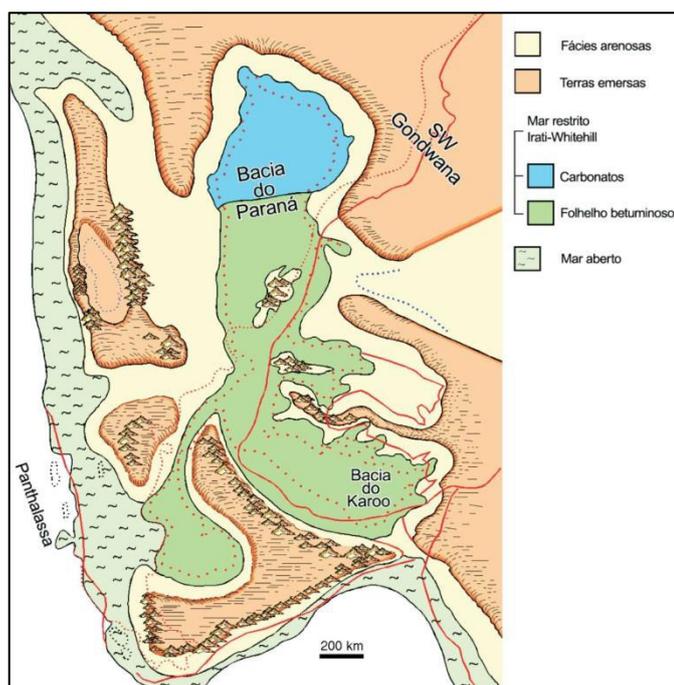


Figura 8 Configuração paleogeográfica do mar restrito de Irati-Whitehill (LAVINA, 1991; MILANI; FRANÇA; MEDEIROS, 2007b).

1.4. METODOLOGIA

Realizou-se de ampla revisão bibliográfica sobre temas de interesse para a formação do conceito do tema proposto, buscando em livros, dissertações, teses e periódicos, descrições acerca de temas como: Bacia do Paraná; Formação Irati; definições de piroclásticos; bentonitas e *tonsteins* e suas identificações; queda de cinzas identificadas no Permiano da Bacia do Paraná; mineralogia de minerais primários de piroclastos; tectônica paleozóica no domínio sul-ocidental do Gondwana; vulcanismo Choiyoi.

Foi dado maior relevância a trabalhos que proponham identificação de rocha bentonitas através de seus métodos analíticos. Trabalhos que trazem informações sobre a dinâmica envolvida nos depósitos piroclastos, assim como de cunho tectono-sedimentar, foram analisados secundariamente, sendo útil a compreensão e ao fornecimento de arcabouço de informações adicionais que sustentaram o modelo geral.

1.4.1. Campo

O afloramento apresenta altura aproximada de 8 metros e 140 metros de extensão, em direção NW-SE (Figura 9a, b) com uma atitude dos estratos de N30E/10. Foi levantada uma seção colunar em escala 1:10 do afloramento (Figura 9b, c), feitas descrições faciológicas, tiradas medidas de atitude de camadas e coleta de amostras. Fatores observados: litologia, espessura, cor, estrutura, textura, tipo de contato entre os planos de acamadamento, estruturas sedimentares secundárias, conteúdo fossilífero e geometria. A observação se concentrou nos posicionamentos dos níveis de argilitos identificados ao longo do perfil. Embora sem uma relação direta com esta pesquisa foram estudados no afloramento os calcarenitos e os níveis fosseis, descritos por Xavier (2014).

No afloramento as camadas de folhelhos apresentam-se contínuas lateralmente. O folhelho que apresenta colorações mais escuras (Figura 9c, d), relacionadas com a preservação da matéria orgânica e ao menor grau de alteração, se encontra apenas na base do perfil. Praticamente toda a parte exposta do folhelho

da seção e acima de uma camada de calcarenito é composta por folhelhos com colorações claras, devido aos efeitos do intemperismo, com uma forte oxidação da matéria orgânica, preservando apenas a fissilidade e a estrutura original da rocha (Figura 9b, c, e, g).

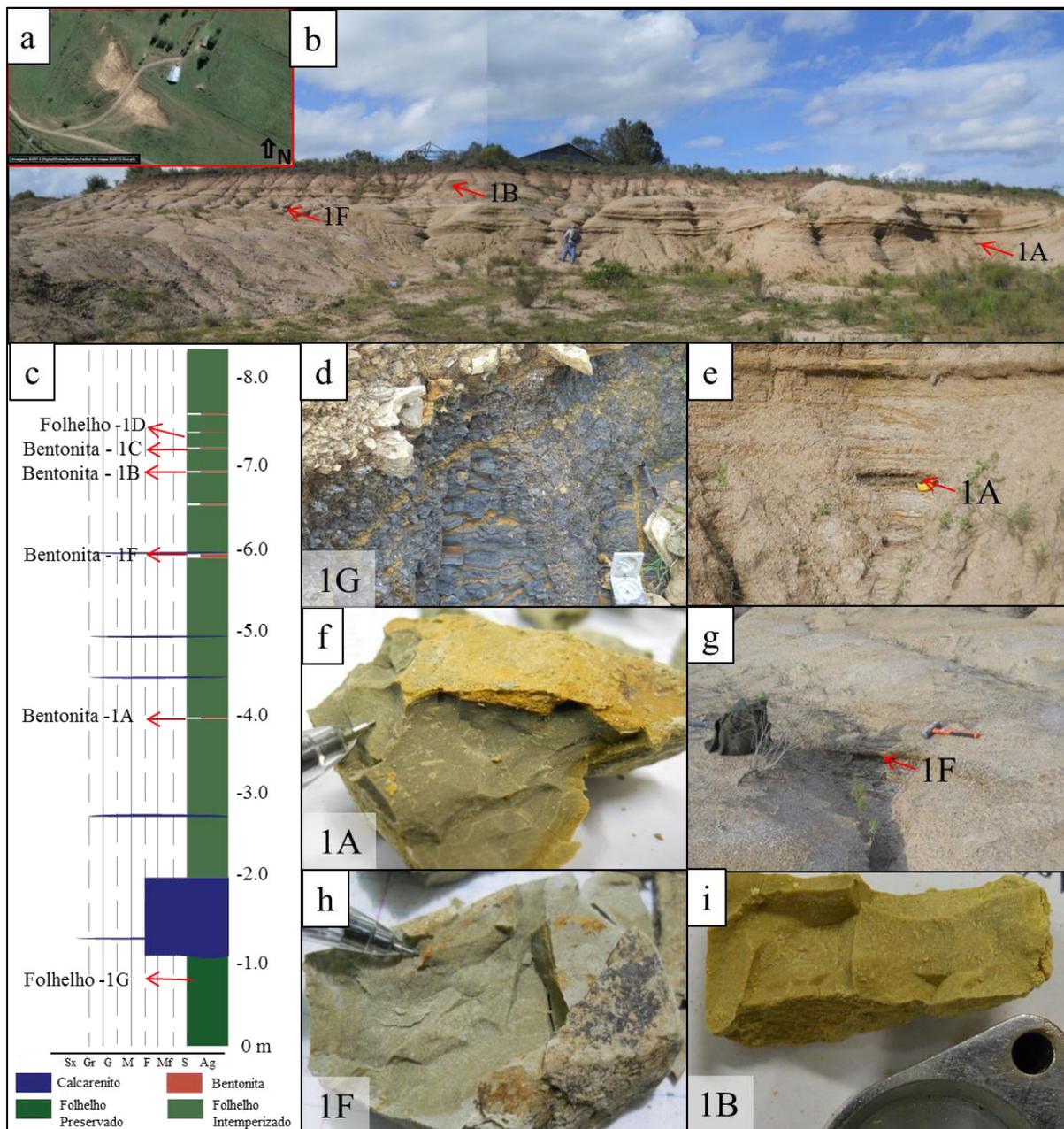


Figura 9 (a, b) Visão geral do afloramento e (c) respectiva seção estratigráfica da área de estudo com a localização dos níveis dos pontos amostrados de argilitos (bentonita do Irati) e folhelho. (d) Parte inferior da seção estratigráfica com o folhelho Irati apresentando as cores escuras relacionadas à elevada concentração em matéria orgânica. (e) Detalhe do nível de bentonita e do local de amostra 1A na sequência do folhelho Irati alterado e em detalhe (f) a amostra de bentonita 1A com a coloração amarelo esverdeado e o aspecto maciço. (g) Detalhe do nível de bentonita 1F seguido superiormente por uma lente de calcário e detalhe (h) do nível da amostra de bentonita 1F. (i) Detalhe do nível de bentonita 1B.

Ao longo da seção ocorrem vários níveis lenticulares de calcarenito com recristalização muito intensa, o maior apresenta 50 cm de espessura (Figura 9c), que se sobressaem no perfil devido ao caráter compacto que confere maior resistência com um contato inferior suavemente erosivo. Algumas destes níveis são de *bonebeds*, camadas compostas por fragmentos esqueléticos fósseis de vertebrados mesossaurídeos e raras escamas de peixes (XAVIER, 2014).

Os níveis de argilito tem contato inferior e superior abrupto, com textura plástica e cores variando de cinza, amarelo e verde. Representam camadas finas (não maiores que 4 cm), de continuidade lateral e, diferentemente ao folhelho, são maciços (Figura 9d,e,f,g,h). Os melhores afloramentos ocorrem onde a exposição é mais recente, nas partes com maior inclinação do talude e/ou onde há remoção física por canais de escoamento de água.

Foram coletadas amostras de níveis de folhelho argilito e calcarenito, sendo analisadas no presente trabalho quatro amostras dos argilitos (1A, 1B 1C, 1E e 1F) e duas do folhelho Irati (1G, 1D), coletadas na base e na parte superior do perfil.

A amostra de argilito 1E é uma camada milimétrica que no local da coleta estava associada ao plano deformacional ocorrido após a deposição (Figura 10). Assim ela não participou de todos os processo de caracterização que se sucedeu, apenas da difatometria de Raio-X para amostra não orientada.



Figura 10 foto de campo mostrando estruturas de deformação local no afloramento e localização da coleta de amostra 1C, 1D e 1E.

A amostra do folhelho 1D se apresenta já com um grau de alteração, sendo também caracterizada apenas pela difratometria de Raio-X para amostra não orientada.

1.4.2. Análise Laboratorial

Todo o processo de preparação e análise das amostras coletadas foi feito no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, nos laboratórios do Centro de Estudos de Geologia Costeira (CECO) e Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq).

Lupa Binocular

Inicialmente deixou-se a amostra secas ao ar, depois de seca levou-se pequenos fragmentos das amostras ao laboratório e procedeu-se uma descrição macroscópica com auxílio de lupa binocular, buscando observar melhor possíveis estruturas. A lupa usada para tirar as fotos foi a *Leica EZ4D*, câmera *Leica EC3, ICC50*, e programa *Leica Application Suite – LAS-EZ version 1.6.0*.

Minerais resistentes não argilosos das amostras 1A, 1B, 1F e 1G também foram analisados em lupa binocular. O processo de separação foi feito no CECO, onde as amostras passaram por processo de separação dos minerais resistentes de granulometria maior que silte grosso, feito por desagregação manual da rocha em grau de ágata e pistilo de borracha, e lavagem com água em peneiras de 500 *Mesh* (abertura de 0,025mm), repetido diversas vezes até retirar as frações menores e retido somente os grãos acima de silte grosso.

Depois de separados, os minerais passaram pela retenção em líquidos densos de Bromofórmio (densidade de aproximadamente 2,88g/cm³), obtendo-se as concentrações de minerais leves e pesados.

Após secagem a 60°C e devidamente armazenados, os minerais puderam ser observados.

Petrografia

Duas amostras mais consolidadas de argilito foram escolhidas para serem cortadas e feita confecção de lâmina delgada no Laboratório Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS (IGEO-UFRGS). No entanto, mesmo depois da impregnação com resina, ocorreu à desagregação das argilas no processo de corte, não sendo possível obter a lâmina a tempo de serem utilizadas neste trabalho.

Difratometria de Raio X (DRX)

O método de difratometria de raio-X (DRX) foi usado para identificar a mineralogia e abundância semi-quantitativa dos argilitos e folhelho. Para isto, dados de DRX foram obtidos no CPGq, através do aparelho *SIEMENS-BRUKER-AXS*, modelo *D50000*, sob condições de 40 kV e 25 mA e radiação $K\alpha$ em tubo de cobre.

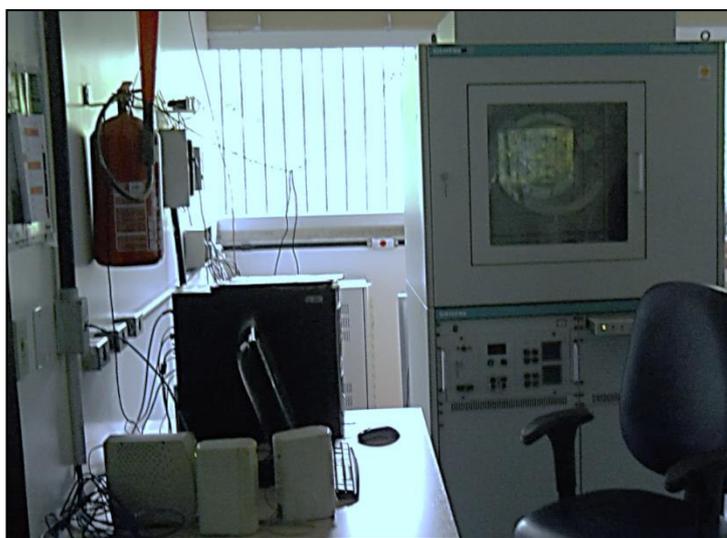


Figura 11 Aparelho SIEMENS-BRUKER-AXS, modelo D50000 de Difratometria de Raio X do CPGq.

As técnicas de estudo da mineralogia dos argilitos e dos folhelhos envolveu quatro métodos de análise. Estes métodos implicaram em análise global da mineralogia e a análise de minerais na fração menor que $2\mu\text{m}$.

Para análise global da mineralogia, foram utilizadas em todas as amostras (1G, 1A, 1F, 1B e 1C) no método de rocha total, que consiste em moer a rocha até uma fração menor que 0,074 mm, analisando no DRX o pó de amostra.

Também se fez a preparação da amostra para frações menores que 2 μm , fração fina e/ou argilosa da rocha. As amostras foram suavemente trituradas, misturadas com água deionizada em um frasco, posteriormente desagregada em ultrassom de ponteiros e colocada em um dispositivo agitador durante 14 horas, até a desagregação natural dos constituintes minerais, sem pulverizar. Após este processo, através de alguns parâmetros como temperatura, viscosidade do fluido e densidade das partículas, seguindo a lei de Stokes, se obteve o tempo necessário para que ocorresse a decantação física das frações maiores que 2 μm , restando as menores que 2 μm em suspensão. A captura desta fração, ainda em meio aquoso foram depositadas em duas lâminas de vidro e deixadas secar, fazendo com que as partículas de argila se orientassem naturalmente. Através destas lâminas foram feitas os três métodos de análise para amostra orientada: natural, glicolada e calcinada (540°C/2h).

O conjunto de linhas de difração forma os difratogramas que foram armazenados em arquivos digitais e interpretados com o software *MacDiff 4.2.5 alias*, com a finalidade de identificar os argilominerais presentes.

Posteriormente foi preciso usar o processo de saturação com 1 ml de CaCl_2 1N nas amostras 1A e 1G. Após a quinta lavagem, usou-se AgNO_3 na água da lavagem para verificar a ausência do composto de CaCl_2 . Após a confirmação de ausência de CaCl_2 , se fez todo o processo de confecção da amostra orientada em lâmina de vidro. Esta técnica é utilizada para homogeneizar o espaçamento interfoliar das argilas que causam interferência na identificação dos picos de cristalização identificados pela difração.

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Pequenos fragmentos das rochas de argilito e do folhelho, junto com alguns minerais de interesse visto em lupa, foram coletados e preparados em lamina delgada com fita dupla-face, onde estes fragmentos e cristais foram colados e

posteriormente metalizados a Au para serem analisados em uma sessão na microscopia eletrônica de varredura (MEV) do CPGq. Na obtenção das fotomicrográficas, utilizou-se o microscópio eletrônico de varredura *JEOL JSM 6610-LV* e para a obtenção dos dados químicos utilizou-se o *energy dispersive X-ray detector* (EDS) acoplado.

As análises no MEV possibilitou análise rápida e eficiente para determinação da composição química qualitativa dos elementos maiores de minerais, e sua morfologia.

Análise química

As amostras do folhelho (1G) e de dois níveis de argilitos (1A e 1F) foram mandadas para análise química no CPGq. Para essas, foram preparadas 10g de amostra moída na fração 200 *mesh* para cada amostra. As análises foram transformadas em pastilhas fundidas e prensadas para posterior análise de elementos maiores (forma de óxidos e perda ao fogo) e elementos traços. As determinações das concentrações foram feitas em espectrômetro de fluorescência de raios-X *Rigaku* através de curvas de calibração com conjunto de padrões de rocha internacional.

CAPÍTULO 2: RESULTADOS

2.1. ASPECTOS DE CAMPO

É difícil fazer a distinção de depósitos piroclásticos antigos em campo devido à pequena granulometria dos minerais e a falta de assinatura sedimentar causada pela alteração.

As camadas de bentonitas de depósito piroclástico de queda exibem um padrão de ocorrência muito particular, onde se destacam suas pequenas espessuras, seu contatos predominantemente abruptos com as litologias adjacentes, o contraste da estrutura maciça dos argilitos com a fissilidade dos folhelhos, sua cor

diferenciada e seu caráter repetitivo. Todas estas características são um indicativo de diferente origem e de rápida deposição, pois a deposição lenta favorece a orientação dos filossilicatos e a formação da fissilidade nas rochas. A cor clara indica baixa concentração ou ausência de matéria orgânica, diferente dos folhelhos hospedeiros, e também uma evidência de sua composição química e mineralógica total (Capítulo 1.3.1.) (Parte da descrição de campo esta no item 1.4.1. desta dissertação).

Porem, camadas de argilito pode-se formar também de outros modos, como mudança ambiental ocorrida na época do mar de Irati-Whitehill, então não sendo possível a afirmação apenas em campo. A uso dos outros métodos de caracterizações mineralógicas e químicas foi fundamental para a melhor compreensão e confirmação de que as camadas encontradas de argilitos são rochas bentonitas.

2.2. ASPECTOS MINERALÓGICOS E QUÍMICOS

Em lupa binocular, observando um fragmento de bentonita, podem-se ver cristais lamelares hexagonais a pseudo-hexagonais de biotitas, dispersas em uma matriz fina argilosa, a maioria variando entre o tamanho de 0,05 a 0,2mm (Figura 12).

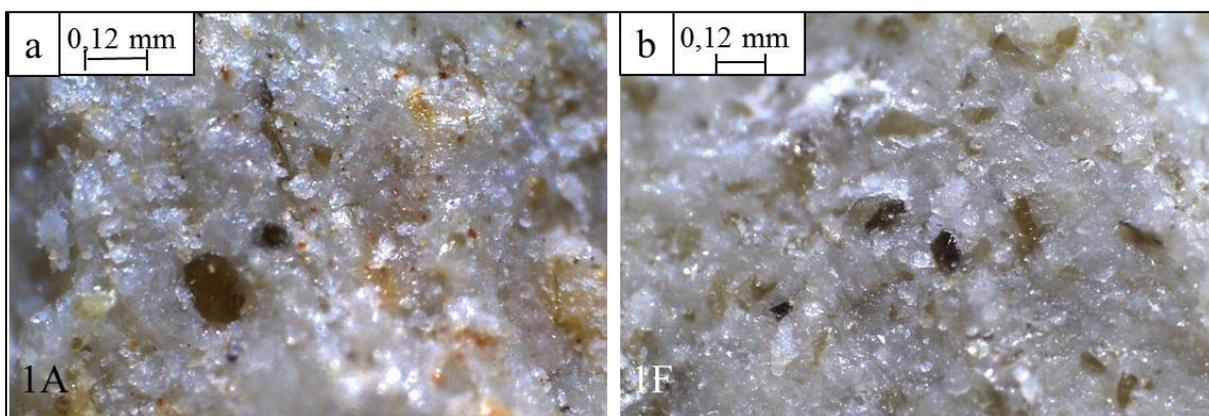


Figura 12 Fotomicrográfica de fragmentos das amostras de bentonitas destacando cristais de biotita euédrica numa matriz de argila (a) 1A e (b) 1F.

Cristais de quartzo não foram encontrados, possivelmente devido a seu pequeno tamanho e por serem hialinos.

2.2.1. Mineralogia global das rochas (amostra total)

As amostras de folhelho e dos argilitos coletadas passaram por uma rotina de DRX envolvendo a varredura de 2 a 50°2θ das amostras 1A, 1B, 1C, 1D, 1E, 1F, e 1G (Figura 13). Os padrões de DRX, com picos intensos e de base estreita, demonstraram sua boa cristalização e apresentam diferenças importantes entre a mineralogia da bentonita (1A, 1B, 1C, 1Eb e 1F - Figura 13a) e do folhelho (1Da, 1G - Figura 13b).

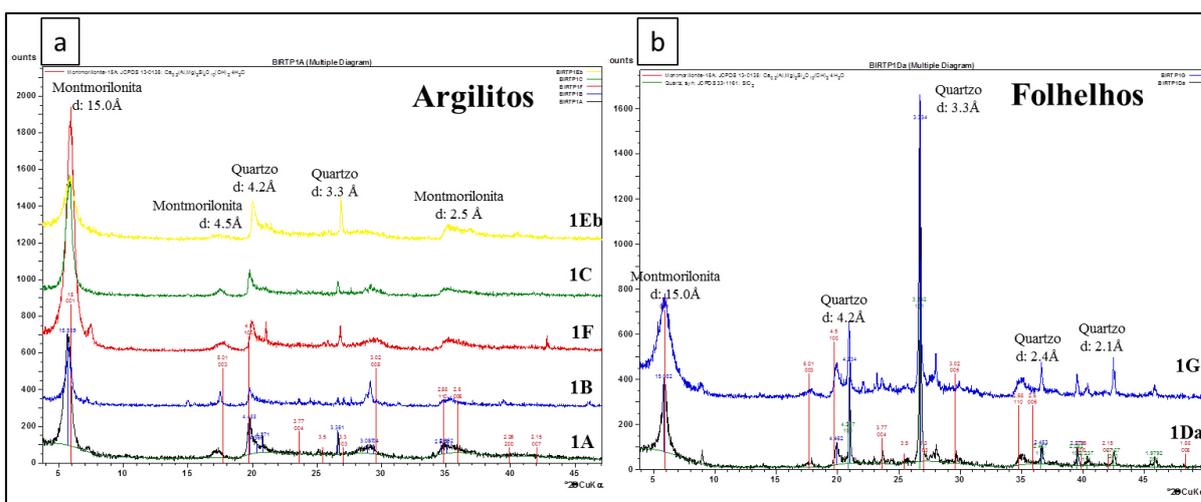


Figura 13 DRX de todas as amostras coletadas, separadas em Argilito (a) e em Folhelhos (b).

As comparações semi-quantitativa dos picos das bentonitas (Figura 13a) revelam que os picos altos e estreito em torno de 15 Å, revela ser a rocha consistem quase exclusivamente de esmectita-dioctaédrica, típico de uma montmorilonita em que o cátion intercadas dominante é o cálcio. A porcentagem detrítica de quartzo (3.3Å) é muito baixa, apenas traços, em relação aos picos de montmorilonita, que mostram alta concentração. Os Adicionalmente, na amostra 1B identificam-se minerais do grupo da jarosita (mineral tardio de origem intempérica).

Na amostra representativa do folhelho Irati (1Da, 1G) a interpretação do difratograma (Figura 13b) mostra uma maior complexidade mineralógica, típica de uma rocha sedimentar cujos componentes são de origem detrítica e provenientes de fontes variadas. No folhelho identifica-se o quartzo, feldspatos (as características no difratograma sugere o predomínio de plagioclásios), micas (provavelmente muscovita detrítica - Figura 18c) e também picos de montmorilonita.

As amostras do folhelho (1G) e de dois níveis de bentonita (1A e 1F) foram analisadas em relação a concentração dos elementos maiores e traço por espectrometria de fluorescência de raios-X e os resultados obtidos encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1 - Concentração dos elementos maiores (% em peso) e de alguns elementos traços (ppm) das amostras do folhelho Irati (1G) e dos níveis de bentonita intercalados (1A e 1F).

| Elementos Maiores (%) | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|--------|----|-----|
| amostra | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Total | | |
| 1A | 55,73 | 18,45 | 0,71 | 5,74 | 0,01 | 4,03 | 2,09 | nd | 0,49 | 0,10 | 12,60 | 99,94 | | |
| 1F | 56,08 | 18,78 | 0,37 | 4,91 | 0,02 | 3,69 | 2,07 | nd | 0,57 | 0,23 | 13,30 | 100,03 | | |
| 1G | 64,38 | 15,34 | 0,77 | 3,38 | 0,01 | 2,20 | 1,00 | 0,01 | 2,46 | 0,03 | 10,10 | 99,68 | | |
| Elementos Traços (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
| Amostra | Y | Pb | Ni | Co | Cu | Ga | Sr | Zr | Zn | Nb | Rb | As | Cr | Ba |
| 1A | 26 | 2 | nd | 29 | 6 | 22 | 124 | 172 | 78 | 10 | 30 | 5 | nd | 270 |
| 1F | 40 | 1 | 5 | 24 | 10 | 24 | 157 | 198 | 107 | 6 | 30 | 5 | nd | 231 |
| 1G | 31 | 19 | 6 | 15 | 20 | 14 | 120 | 193 | 48 | 19 | 169 | 10 | 55 | 285 |
| nd= não detectado | | | | | | | | | | | | | | |

Observa-se uma significativa variação do teor dos elementos maiores dos níveis de bentonita em relação ao folhelho Irati. Estas diferenças devem estar ligadas a variações na composição original e também a mudanças pós-deposicionais por soluções ou mesmo por ação do intemperismo. O teor de sílica e de potássio aumenta consideravelmente em direção ao folhelho, reflexo da maior participação do quartzo, do feldspato e da muscovita detrítica. Por outro lado os teores de ferro, alumínio e magnésio aumentam na bentonita em relação ao folhelho. Apesar das restrições nesta interpretação impostas por possíveis modificações pós-deposicionais nas concentrações, as mudanças observadas entre os teores dos elementos traço e dos elementos maiores nos níveis de bentonita sugerem fortemente que os argilitos que compõem a bentonita evoluíram a partir de materiais de origem com composição diferenciada.

2.2.2. Minerais secundários, ou autigênicos.

Analisando as frações menores que 2 μ m (argila), podem-se entender melhor os minerais secundários que se formaram a partir da alteração de minerais primários instáveis no ambiente (item 1.3.1.). A identificação da argila foi baseada no MEV, DRX e análise química. A identificação precisa ocorreu através da análise química.

Pode ser observado na imagem micrográfica do **MEV** a morfologia crenulada dos finos flocos de argila e a fábrica randômica, apresentando assim espaçamento entre os flocos (Figura 14), característica do tipo argila esmectita.

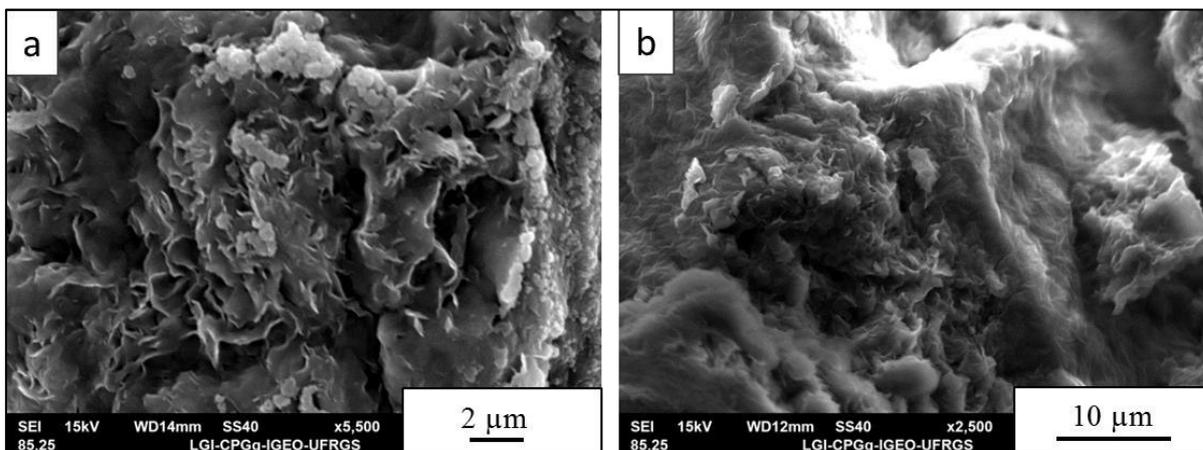


Figura 14 Fotos micrografias mostrando a morfologia e fábrica das esmectitas. Em (a) pode-se observar a orientação randômica dos finos flocos de esmectita, ligeiramente crenulada, e entre eles a porosidade. Em (b), um zoom de menor aumento.

A característica randômica é produzida primariamente por serem minerais autigênicos que se formaram no local a partir da transformação dos constituintes primários dos depósitos de cinzas de queda.

Esta característica contrasta com a característica orientada que o folhelho possui, responsável por gera fissilidades na rocha (WELTON, 1984; O'BRIEN; SLATT, 1990).

O estudo em DRX das amostras de bentonitas e folhelhos orientadas de frações menores de 2µm, nos métodos natural, glicolada e calcinada (540°C/2h), revelaram mineralogia de argila expansiva. As bentonitas (Figura 15a, b, c) apresentaram boa cristalização com os picos longos de base estreita, com picos basais em 15Å no modo natural, ampliando a 16-17Å na glicolação, e colapsando par 9-10Å após a calcinação. Isto indica ser argila do grupo da esmectitas (Figura 15), típico montmorilonita, com pequenas quantidades de quartzo. Possuindo composição mineralógica tão específica, os argilominerais presentes podem ser interpretados como os constituintes principais da bentonita, atendendo aos critérios gerais propostos por Grim e Güven (1978) para este tipo de rocha.

A análise no folhelho apresentou grau de cristalinidade bem menor, com picos curtos e base alargada (Figura 15d), mostrando que é uma montmorilonita com

comportamento diferenciado e possivelmente com gênese distinta ao observado na bentonita.

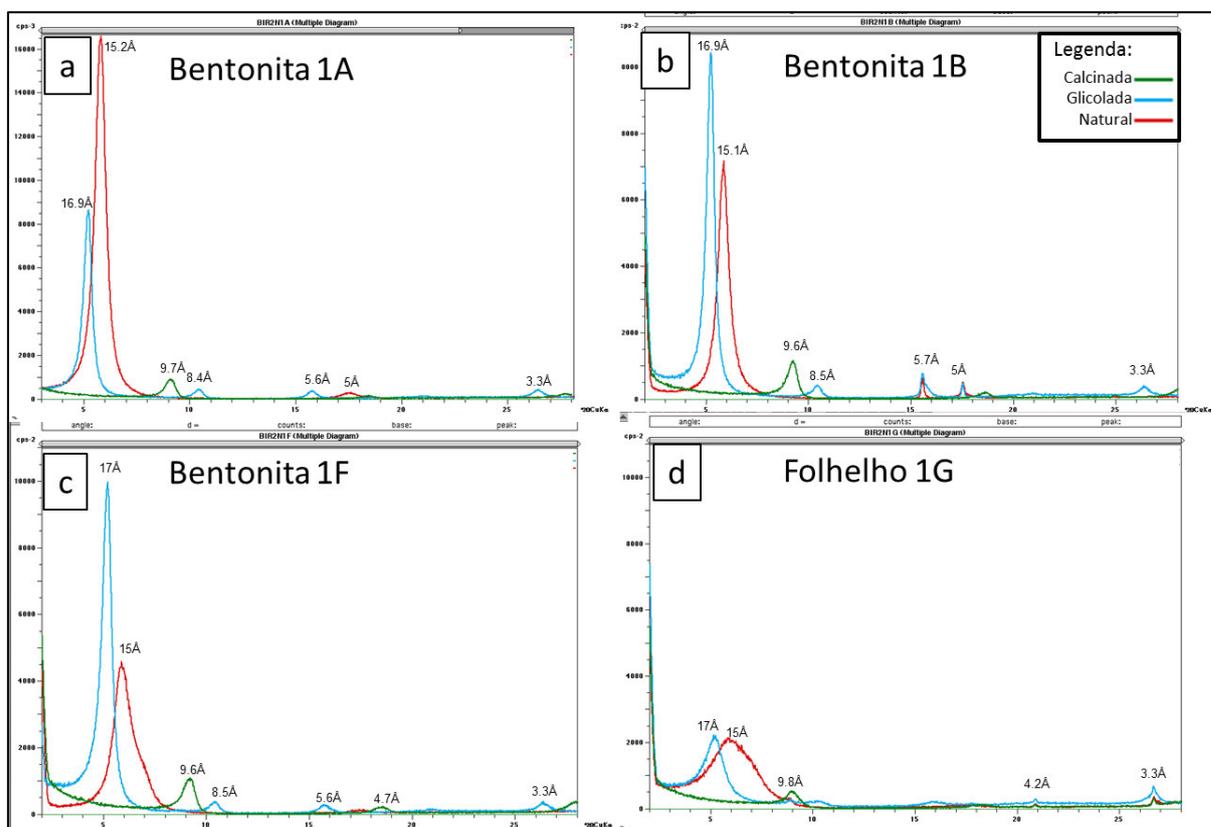


Figura 15 Difratoograma das frações menores de $2\mu\text{m}$, natural, glicolada e calcinada, dos níveis de bentonita (a, b, c) e do folhelho (d).

De acordo com os dados apresentados até agora, foi possível na análise química determinar a fórmula estrutural dos níveis 1A e 1F (Tabela 2), e entender que as bentonitas são compostas predominantemente por Ca-montmorilonita

As fórmulas obtidas reforçam o que foi observado anteriormente na análise de DRX, evidenciando que as esmectitas são do tipo montmorilonitas cálcicas, com cargas interfoliares similares, porém com uma distribuição diferenciada nas duas amostras. No nível 1A as cargas residuais dos tetraedros e octaedros da montmorilonita contribuem com a mesma intensidade enquanto que na amostra 1F, as camadas octaédricas da montmorilonita contribuem com 62% das cargas e apenas 38% são originadas a partir de substituições do tetraedro.

Tabela 2 Fórmula estrutural das esmectitas da bentonita 1A e 1F (baseado em 11 oxigênios equivalentes ou $O_{10}(OH)_2$)

| Fórmula química da esmectita calculada com base em 11 O equivalentes | | | | | | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------|---------|
| amostra | Si | AlIV | AlVI | Fe3+ | Mg | Ti | Mn | Ca | Na | K | Carga tetraédrica | Carga octaédrica | carga interfoliar | balanço |
| 1A | 3,83 | 0,17 | 1,32 | 0,30 | 0,41 | 0,04 | 0,00 | 0,15 | 0,00 | 0,04 | 0,173 | 0,177 | 0,350 | 0,000 |
| 1F | 3,87 | 0,13 | 1,39 | 0,25 | 0,38 | 0,02 | 0,00 | 0,15 | 0,00 | 0,05 | 0,134 | 0,222 | 0,356 | 0,000 |

2.2.3. Minerais primários ígneos índices ou piroclásticos

Na análise da mineralogia não argilosa das bentonitas, os minerais primários foram analisados em lupa binocular e em MEV. Identificados, estão com tamanho não superior a areia muito fina, com hábito idiomórfico, sem indícios de alteração ou de terem sido submetidos a processos de transporte sedimentar. Formam a assembleia os minerais de β -quartzo, apatita, biotita, feldspato tipo sanidina, ilmenita e Zircão. Entre uma e outra camada de bentonita ocorre ausência de um ou outro mineral primário, porém todas as camadas apresentam características de origem vulcânica.

β -Quartzo

Os cristais paramorfos de β -quartzo foram observados em lupa e no MEV (Figura 16): hialino (incolor e transparente), hábitos arredondado, de morfologia bipiramidado, sem desenvolvimento de faces prismáticas, unimodal, de 0,10-0,20mm, na fração areia muito fina a fina.

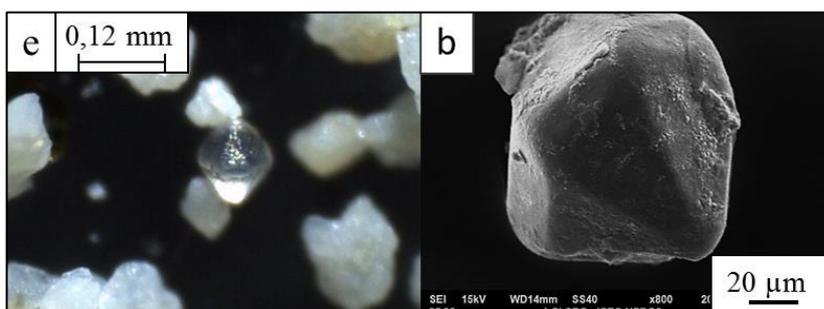


Figura 16 Fotomicrográfica de Lupa do cristal de β -quartzo (a) e em MEV (b).

β -quartzo foram encontrados em outras camadas de origem vulcânica na Bacia do Paraná, como nos tonsteins da Formação Rio Bonito (FORMOSO *et al.*, 2000; MATOS *et al.*, 2000).

Zircão

Os cristais de zircão são extremamente resistentes à alteração e abrasão. Os encontrados nas camadas de bentonitas apresentam-se hialinos a alaranjados, bem cristalizados, predominando a morfologia euédrica, alongados e com terminações piramidais de fâcies tetragonal. Ausência de estrias nas faces e de evidências de arredondamento de arestas (Figura 17), sendo indicadores de uma origem vulcanogênica contemporânea à deposição (BOHOR ; TRIPLEHORN, 1993);

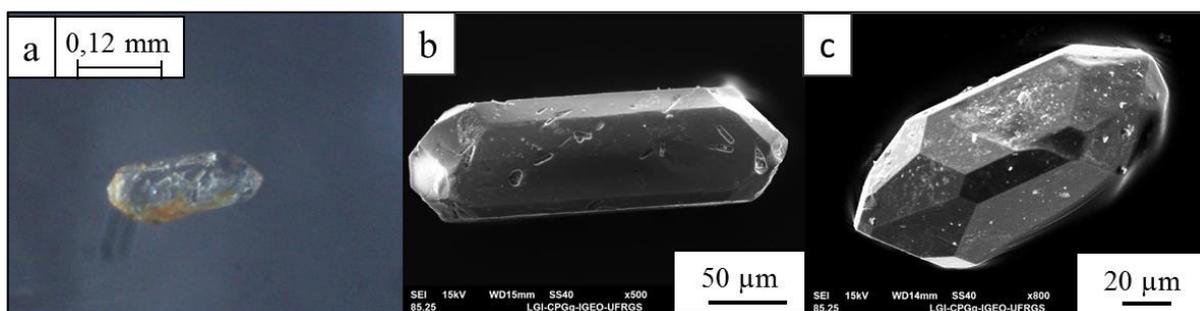


Figura 17 Fotomicrográfica de Lupa do cristal de zircão (a) e em MEV (b, c).

Biotita

As biotitas são de coloração marrom clara a escura, tamanhos maiores que outros minerais, desde a fração silte até 0,30mm, algumas chegam a ocorrer como plaquetas hexagonais (Figura 18a, b), e completamente inalteradas.

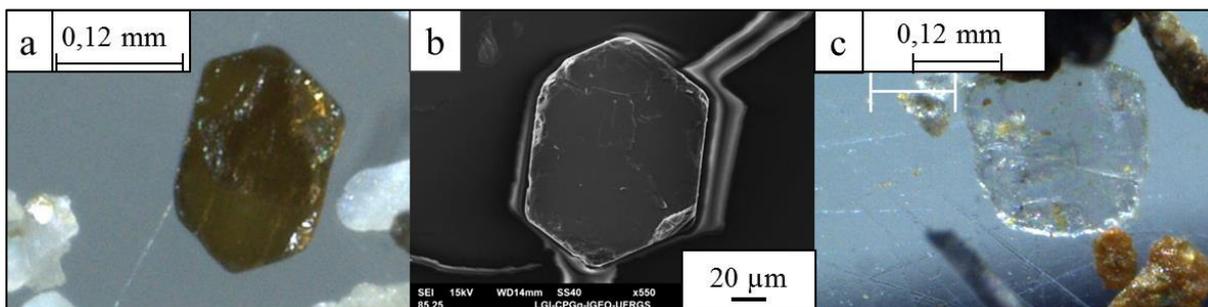


Figura 18 Fotomicrográfica de Lupa do cristal de biotita (a) e em MEV (b). Em (c) fotomicrográfica da muscovita do folhelho.

As biotitas são as micas predominantes nas camadas de bentonitas, diferentemente no folhelho a mica presente é a muscovita, translúcida com as arestas arredondadas (Figura 18c).

A biotita é um mineral comum de cinzas vulcânicas silícáticas e sua presença na forma euédrica é mais um indicativo de origem vulcânica.

A ausência de muscovita nas camadas de bentonitas é outro indicativo, pois, em transportes fluviais e marinhos, a muscovita é mais resistente quimicamente e fisicamente que a biotita. Em depósitos piroclásticos, comumente a muscovita não está presente, pois não é um mineral vulcânico, e sua presença geralmente indica contaminação detrital.

Apatita

A apatita encontrada pode ser reconhecida melhor no MEV devido a forte aparência com os cristais de quartzo, mesmo após a separação em líquidos densos. No cristal analisado ela apresenta euedrais facetadas, hexagonal (Figura 19). Na lupa ela é hialina e tem a aparência de arredondada (Figura 19a), podendo ser devido a morfologia ígnea de origem, ou por alteração por ataque de pH ácido (REMUS *et al.*, 2008) das águas do mar de Irati na época de deposição.

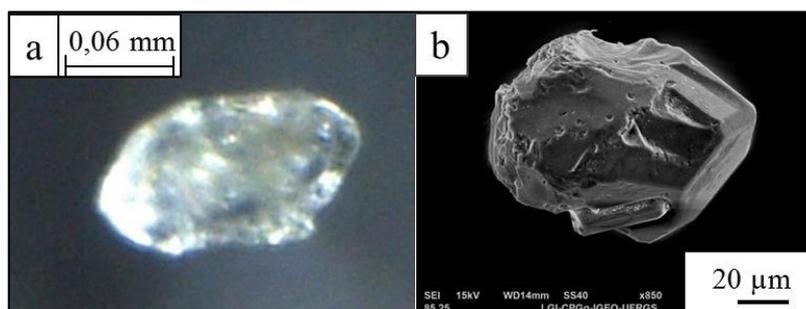


Figura 19 Fotomicrográfica de Lupa do cristal de apatita (a) e em MEV (b)

Apatitas são encontradas na maioria das cinzas vulcânicas frescas de composição ácida, na forma euédricas subhexagonais. No entanto, apatitas normalmente se alteram devido à sua susceptibilidade à dissolução em ambientes ácidos, eliminando os vestígios do mineral (BOHOR; TRIPLEHORN, 1993; REMUS *et al.*, 2008). A sua presença nas bentonitas parece ser rara, a sua alteração não foi observada.

Feldspato (tipo sanidina)

Os *feldspatos* se apresentam como cristais prismáticos euédricos (Figura 20), morfologia e composição compatível com os tipos de alta temperatura identificados como sanidina (Figura 20c).

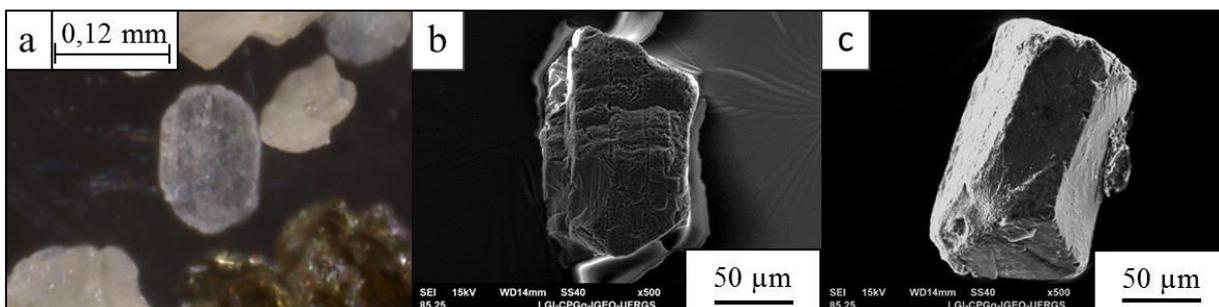


Figura 20 Fotomicrográfica de Lupa do cristal de feldspato (a) e em MEV (b, c). Em (c) esta uma fotomicrográfica de sanidina euédrica.

Feldspatos são susceptíveis a alterações químicas, assim a sua alteração parece não ter sido eficiente. Um dos motivos para se preservar pode ter sido devido à rápida alteração das cinzas em bentonitas, assim ter inibido a percolação de fluido que alteraria o mineral. A preservação em bentonitas pode refletir a sua abundância original nas cinzas vulcânicas originais.

Ilmenita

A ilmenita vista em lupa possui cor preta e brilho metálico, e em MEV pode-se ser identificada pelo sistema cristalino trigonal-romboédrico e pela composição química. Ela é frequente mineral acessório em muitas rochas ígneas e pode ser um dos primeiros constituintes do magma a cristalizar.

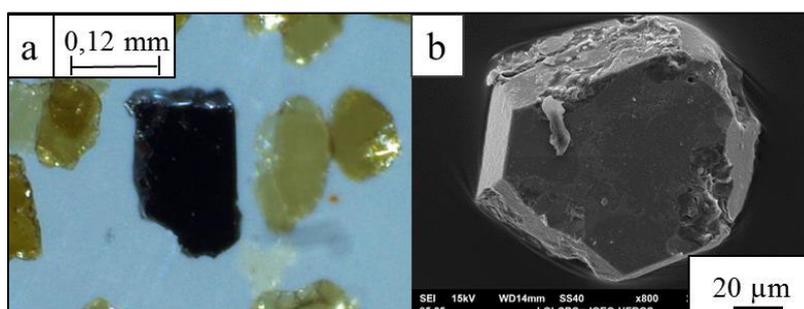


Figura 21 Fotomicrográfica de Lupa do cristal de ilmenita (a) e em MEV (b).

2.2.4. Vegetais – Charco (ou *black carbon*)

Além destes minerais primários, também foi identificado fragmento de vegetal no estagio antracítico (queimados) em uma camada de bentonita. Pode-se ver do lado direito do fragmento vegetal uma espícula (Figura 22).



Figura 22 Fotomicrográfica do fragmento de vegetal no estagio antracítico.

A Formação Irati atinge proporções de matéria orgânica das mais elevadas já registrados em depósitos sedimentares do planeta, da ordem de 23% (MILANI *et al.*, 2007a). Ela não se tornou um potencial gerador de hidrocarboneto por não ter maturado. Este fragmento de antracito contrasta com os vegetais dos folhelhos da Formação Irati, levando a interpretar como vindo de fora da bacia, possivelmente transportado pelo ar junto com as cinzas piroclásticas, sendo originados de queimas florestais ocorridas devido à erupção que expeliu as cinzas.

Infelizmente, não se pode fazer uma melhor análise de outros fragmentos vegetais devido ao processo utilizado para a preparação das amostras terem quebrados, na desfragmentação da rocha, ou perdidos, devido a alguns fragmentos terem densidades menores que da água sendo perdidos com a lavagem.

2.2.5. Proveniência

Os resultados das análises químicas plotados no diagrama discriminante de magmas (Winchester; Floyd, 1977) e a assembleia de minerais primários, evidenciam que a composição do magma de origem era intermediária (andesítica) (Figura 23), estando em concordância ao que é conhecido sobre as manifestações da Província Vulcânica Choiyoi Inferior (Figura 3 de Martinez; Giambiagi, 2010).

Ficam evidentes variações composicionais do material de origem do argilito, com a amostra 1A tendo uma composição que sugere uma transformação a partir de

um material vulcânico resultante de um magma menos diferenciado e provavelmente de composição intermediária (andesítico) e o argilito 1F evoluído a partir de um material vulcânico associado a um magma mais diferenciado (riodacítico a dacítico).

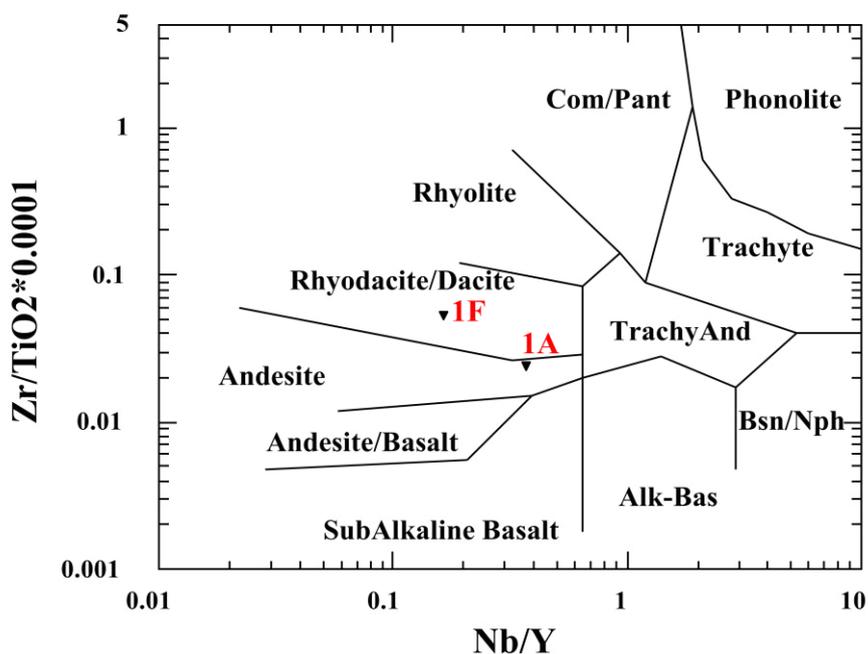


Figura 23 Posicionamento das amostras 1A e 1F no diagrama discriminante de magmas de Winchester e Floyd (1977). O precursor da bentonita 1A possui uma composição que evoluiu a partir de cinzas vulcânicas geradas a partir de um magma menos diferenciado que o da bentonita 1F.

REFERÊNCIA

- AGARBI Geraldo Norberto C.. **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2007. 557p.
- ARAÚJO, Laury Medeiros de. **Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas sequências deposicionais Irati**. 2001. 2v, 307f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.
- BLATT, H., MIDDLETON, G., and MURRAY, R., **Origin of sedimentary rocks 2ed.:** Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc., 1980, 782 p.
- BOHOR Bruce F.; TRIPLEHORN Don M. Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences. 1993. Colorado: p. 42. (Geological Society of America Special Paper 285).
- CALARGE, Liane M.; MEUNIER, Alain; LANSON, Bruno and FORMOSO, Milton L.L. Chemical signature of two Permian volcanic ash deposits within a bentonite bed from Melo, Uruguay. **An. Acad. Bras. Ciências**. vol.78, n.3, p. 525-541, 2006.
- COUTINHO, José Moacyr Vianna; HACHIRO, Jorge; COIMBRA A.M., SANTOS PR. 1988. Ash Fall-derived Vitroclastic Tuffaceous Sediments in the Permian of the Paraná Basin and their Provenience. In: ULBRICH H.E & ROCHA CAMPOS A.C. (eds.) **Gondwana Seven Proceedings**. São Paulo. IGc-USP. p. 147-160.
- COUTINHO, José Moacyr Vianna e HACHIRO, Jorge. Distribution, mineralogy, petrography, provenance and significance of Permian ash-carrying deposits in the Paraná Basin. **Geol. USP, Série científica.**, vol.5, n.1, p. 29-39. 2005.
- DE WIT, M.J.; JEFFERY, M.; BERGH, H.; NICOLAYSEN, L. 1988. **Geological map of sectors of Gondwana, reconstructed to their disposition ~ 150 Ma**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists/University of Witwatersrand, escala 1:10 000 000.
- DELANEY, P. & FORMOSO, Milton L. L. 1960. Ocorrência de uma chamada benonita no município de são Gabriel, Rio Grande do Sul. **Escola de Geologia da UFRGS** , v.2, 1–15.
- DONALDSON, C. H .. and HENDERSON, C.M.B., A new interpretation of round embayments in quartz crystals: **Mineralogical Magazine**, v. 52, p. 27-33. 1988.
- FORMOSO, Milton .L.L., CALARGE, Liane M., GARCIA, A.J.V., ALVES, D.B., GOMES, M.B., MISUSAKI, A.M., Permian tonsteins from the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. 11th **Clay Conference**, Ottawa: Proceedings, pp. 613–621. 1997.
- _____, CALERGE Liane M., MISUSAKI A.M., MEUNIER A., ALVES A.D., ZALBA P. Occurrences of bentonites in southern South America. Proceedings of the 1st latin american **Clay Coference**, Vol I: pp 369-384. 2000.
- GILL, Robin. **Rochas e processos ígneos: Um guia prático**. Trad. Félix Nonnenmacher. Porto Alegre: Bookman, 2014. 502 p.

GOOGLE EARTH acessada em 11/01/2016, <<https://www.google.com.br/maps/@-31.894362,-53.9969739,1798m/data=!3m1!1e3>>

GRIM, R.E., e GUVEN, N.. **Bentonites - geology, mineralogy, properties, and uses**. Developments in Sedimentology, Elsevier Sci. Publ. Co., 1978. 256 p.

GUERRA-SOMMER, Margot; CAZZULO-KLEPZIG, Mirian; FORMOSO, Milton L.L., MENEGAT, R., MENDONÇA Filho, J.G., U–Pb dating of tonstein layers from a coal succession of southern Paraná Basin (Brazil): a new geological approach. **Gondwana Research** 14, 474–482. 2008.

HEWITT, D.F. **The origin of bentonite**. Washington Academy of Science Journal, v. 7, 1917, 196-198.

HOLZ, Michel, KÜCHLE, Juliano, PHILIPP, R.P., BISCHOFF, A.P. and ARIMA, N., Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 22: 185-204. 2006.

HUFF W.D., BERGSTRO S.M., KOLATA D.R. & SUN H. The Lower Silurian Osmundsberg K-bentonite. Part II: mineralogy, geochemistry, chemostratigraphy and tectonomagmatic significance. **Geological Magazine**, 135,15-26. 1997.

IGLESIAS, C. M. da F.; KLEIN, C.; CAMOZZATO, E. **Carta Geológica Passo São Diogo (Pedras Altas), Folha SH.22-Y-C-IV**. Porto Alegre: CPRM/Programa Geologia do Brasil - PGB, 2014. Escala 1:100.000.

IZETT, G. A. Volcanic ash beds: Records of upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States: **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 10200-10222. 1981.

JERRAM, D. & PETFORD, N. **Descrição de rochas ígneas: Guia geológico de campo**. 2ª ed. Trad. Ana Maria Pimentel Mizusaki, Rualdo Menegat. Porto Alegre: Bookman, 2014. 280 p.

KAY, Suzanne M.; RAMOS, Victor A.; MPODOZIS, Constantino; SRUOGA, Patrícia. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? **Geology**, 17(4):324-328. 1989.

KEIDEL, J. La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes. **Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, IX**, Buenos Aires: 1916. 3:1-78.

KLEIN, C.; IGLESIAS, C. M. DA F.; CAMOZZATO, E. **Carta Geológica Aceguá, Folha SH.21-Z-D-VI**. Porto Alegre: CPRM/Programa Geologia do Brasil - PGB., 2014. Escala 1:100.000.

KNIGHT, W.C. **Bentonite: Engineering and Mining Journal**, 66(17). 1898, p.491.

LAVINA, Ernesto Luiz, **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná**. 1991. 333f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.

LÓPEZ-GAMUNDI, O.R., Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constrains and common characteristics. **Journal of South American Earth Sciences** 22, 227–238. 2006.

MARTINEZ, Y.L., GIAMBIAGI. Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choiyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina. **Trabajos de Geología**, Universidad de Oviedo, 30 : 432-451. 2010.

MATOS, S. L. F. ; YAMAMOTO, J. K. ; HACHIRO, J. ; COIMBRA, A. M. . Tonsteins da Formação Rio Bonito no Depósito de Carvão Candiota, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n.4, p. 685-690, 2000.

MEUNIER, A. **CLAYS**. Berlin: Springer-verlag, 2005. 472p.

MILANI, Edison José. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. 255f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

_____; & RAMOS V.A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**. 28(4): 473-484. 1998.

_____; DE SOUZA, P.A., FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, 15, 265–287. 2007a.

_____; FRANÇA A.B., MEDEIROS A.R. Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. B **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 1, p. 135-162. 2007b.

O'BRIEN, Neal R.; SLATT, Roger M.. **Argillaceous rock atlas**. New York: Springer-Verlag. 1990.

POWELL, C.M.A. Assembly of Gondwanaland - open forum. In: FINDLEY, R.; UNRUG, R.; BANKS, A.B.; VEEVERS, J.J. (eds) **Gondwana eight**. Rotterdam, Balkema, p. 219-237. 1993.

RAMOS, V.A., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., KAY, S., CORTEZ, J., PALMA, M., Chilenia: um terreno alóctone em la evolución paleozóica de los Andes Centrales. XII CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO AND II CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, Buenos Aires: **Actas**, 1984. vol. 2, pp. 84–106.

REMUS, Marcus Vinicius D., SOUZA, Rogério S., CUPERTINO, José A., DE ROS, Luiz Fernando, DANI, Norberto, VIGNOL-LELARGE, Maria Lidia. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 166-185, 2008.

ROCHA-CAMPOS, A.C., BASEI, M.A.S., DA ROSA, O. DE. C.R., CANILE, F.M., FERNANDES, M.T., Calibração cronoestratigráfica da seqüência Permo-Carbonífera da Bacia do Paraná: problemas e perspectivas. SIMPÓSIO 40 ANOS DE GEOCROLOGIA NO BRASIL, CENTRO DE PESQUISAS GEOCROLOGICAS, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo: **Boletim de Resumos**, p. 8. 2004.

_____, BASEI, M.A.S., NUTMAN, A.P., dos SANTOS, P.R., SHRIMP U–Pb zircon geochronological calibration of the late Paleozoic Supersequence, Paraná Basin, Brazil. V SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Punta del Este: **Short Papers**, pp. 298–301. 2006.

_____, BASEI, M.A.S., NUTMAN, A., DOS SANTOS, P.R., SHRIMP–Pb ages of the late Paleozoic sedimentary sequence, Paraná Basin, Brazil. 40 Simpósio sobre cronestratigrafia da Bacia do Paraná, XX CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA, Búzios: **Boletim de Resumos**, vol. 33. 2007.

_____; BASEIA, M.A.; NUTMAN, A.P.; KLEIMAN Laura E.; VARELA R.; LLAMBIAS, E. et al. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. **Gondwana Res.** 19, 509–523, 2011.

SANTOS, R.V., SOUSA, P., ALVARENGA, C.J.S., DE DANTAS, E.L., PIMENTEL, M., DE OLIVEIRA, C.G., DE ARAÚJO, L.M., SHRIMP U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. **Gondwana Research** 9, 456–463. 2006.

SIGURDSSON Haraldur (ed.); HOUGHTON Bruce; MCNUTT Stephen R.; RYMER Hazel., STIX John. **The Encyclopedia of Volcanoes 2ed.** Academic Press, San Diego, 2005. 1421 p.

WELTON Joann. E. **SEM Petrology Atlas.** Ed. American Association of Petroleum Geologists Chevron. Série AAPG Methods in Exploration V. 4. 1984. 240p.

WERNICK, Eberhard. **Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica.** São Paulo: Editora UNESP, 2004. 655p.

WHERRY, E.T. Clay derived from volcanic dust in the Pierre of South Dakota: **Washington Academy of Science**, Journal, v. 7, 576-583. 1917.

WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, 20, 325–343. 1977.

XAVIER, Pedro Luis Ammon. **Grandes Tempestades na Formação Irati (Permiano Inferior) do Rio Grande do Sul: Interpretações tafonômicas e faciológicas.** 2014. 158f. Monografia (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Curso de Graduação, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014.

CAPÍTULO 3: ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO



Geologia USP. Série Científica

[PÁGINA INICIAL](#)
[SOBRE](#)
[PÁGINA DO USUÁRIO](#)
[NOTÍCIAS](#)

Página inicial > Usuário > Autor > **Submissões Ativas**

Submissões Ativas

ATIVO
ARQUIVO

| ID | MM-DD ENVIADO | SEÇÃO | AUTORES | TÍTULO | SITUAÇÃO |
|-----|---------------|-------|---------|---|--------------------------|
| 368 | 01-13 | ART | Silva | BENTONITAS DA FORMAÇÃO IRATI NO SETOR SUL DA BACIA DO PARANÁ | Aguardando designação |

1 a 1 de 1 itens

Iniciar nova submissão
[CLIQUE AQUI](#) para iniciar os cinco passos do processo de submissão.

Apontamentos

TODOS
NOVO
PUBLICADO
IGNORADO

| DATA DE INCLUSÃO | HITS | URL | TÍTULO | SITUAÇÃO | AÇÃO |
|-----------------------------|------|-----|--------|----------|------|
| <i>Não há apontamentos.</i> | | | | | |

ISSN: 1519-874X

BENTONITAS DA FORMAÇÃO IRATI NO SETOR SUL DA BACIA DO PARANÁ
Bentonite the Irati Formation in sector southern of Basin Paraná
Bentonitas na Formação Irati da Bacia do Paraná

¹Aurelio Fagundes Silva - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

²Norberto Dani - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

³Marcus Vinicius Dornelles Remus - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

⁴Bruno Ludovico Dihl Horn - CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Recife, Recife, PE, Brasil

¹Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul- UFRGS, Avenida Bento Gonçalves 9500, Cx.P. 15.001, CEP. 91.501-970, Porto Alegre, RS, Brasil, Tel: (51) 8275-0998)

¹aureliofagundes@hotmail.com;

²norberto.dani@ufrgs.br;

³marcus.remus@ufrgs.br,

⁴brunoldhorn@gmail.com

Numero de palavras: 7.424

Total de figuras: 7

Total de tabelas: 2

RESUMO

Este artigo tem como objetivo identificar e apresentar argumentos mineralógicos e químicos que demonstram a existência de níveis de bentonitas inseridos na Formação Irati em afloramentos desta unidade situados a leste da cidade de Aceguá, sul do Rio Grande do Sul. Tratam-se de níveis com pequena espessura (em média 4 cm) e grande extensão lateral constituídos de argilitos maciços, com cores branco acinzentadas que em campo contrastam com os folhelhos que compõem a Formação Irati. As bentonitas do Irati se caracterizam por serem rochas bimodais compostas predominantemente por Ca-montmorilonita que formam a matriz fina da rocha onde estão dispersos cristais primários ou magmáticos com tamanho não superior a areia muito fina. Entre os principais minerais primários identificados e representativos do ambiente vulcânico encontram-se paramorfos de quartzo beta, feldspatos tipo sanidina, biotita, zircão, apatita e ilmenita. Identificam-se formas indicativas do ambiente explosivo do vulcanismo exemplificado por estilhaços de quartzo e feldspatos (*splinters*) e mais raramente fragmentos de material vegetal carbonizado tipo “*black carbon*”, contrastante com a mineralogia, o tipo de matéria orgânica não vegetal e o grau de maturidade dos componentes que formam o folhelho Irati. Baseando-se na geoquímica da rocha e na cristalquímica da montmorilonita neoformada nos níveis de bentonita infere-se sobre a natureza do vulcanismo precursor. Ambas as metodologias apontam que neste período as cinzas vulcânicas que alcançaram a Bacia do Paraná foram oriundas de um vulcanismo com composição intermediária em concordância ao que é conhecido sobre as manifestações da Província Vulcânica Choiyoi Inferior, sincrônica com a sedimentação da Formação Irati na Bacia do Paraná.

Palavras chaves: Formação Irati; Bacia do Paraná; Permiano; Choiyoi; Bentonitas; Ca-montmorilonita.

ABSTRACT

This article aims to identify and present mineralogical and chemical arguments about the existence of bentonite levels included in the Irati Formation in outcrops of this unit located east of the city of Aceguá, southern Rio Grande do Sul. They are thin levels (on average 4 cm in thickness) and large lateral extension made up of massive claystones, of grayish white colors, which on the field stand out from the shales that compose the Irati Formation. The Irati bentonites are characterized by being bimodal rocks composed predominantly of Ca-montmorillonite which form the fine matrix of the rock where primary or magmatic crystals are dispersed, not larger than very fine sand. Among the main primary minerals identified and representative of the volcanic environment are the beta-quartz paramorphs, sanidine feldspars, biotite, zircon, apatite and ilmenite. Indicative forms of the explosive volcanism environment are identified, exemplified by shards of quartz and feldspars (*splinters*) and more rarely fragments of charred plant material of the “black carbon” type, contrasting with the mineralogy, the type of non-plant organic matter and the degree of maturity of the components forming the Irati shale. Based on the rock geochemistry and the crystal chemistry of the neofomed montmorillonite in the bentonite levels, the nature of the precursor volcanism is inferred. Both methodologies indicate that in this period the volcanic ashes that reached the Paraná Basin were derived from volcanism of intermediate composition in agreement with what is known about the manifestations of the Lower Choiyoi Volcanic Province, synchronous with the sedimentation of the Irati Formation in the Paraná Basin.

Keywords: Irati Formation; Paraná Basin; Permian; Choiyoi; Bentonite; Ca-montmorillonite.

INTRODUÇÃO

Em recente levantamento voltado para a coleta e estudo de fragmentos fósseis de vertebrados na região do município de Aceguá, Rio Grande do Sul, foram observados ao longo da seção estratigráfica de uma das exposições a ocorrência de níveis com características diferenciadas em relação aos folhelhos que compõem a Formação Irati (Permiano Médio, andar Artinskiano a Kunguriano). A área estudada localiza-se a leste de Aceguá, na propriedade da Fazenda Maria Castelhana, a aproximadamente 2km da divisa entre Brasil e Uruguai, possuindo coordenadas geográficas 31°53,602'S e 54°00,125'W (Fig. 1). Esta região tem se notabilizado pela identificação de bentonitas preservadas em diferentes unidades da Bacia do Paraná e em ambientes diversos (Formoso et al., 1997; Simas et al., 2003; Calarge et al., 2006). Este artigo se propõe a mostrar os resultados do estudo de caracterização detalhada de aspectos mineralógicos e geoquímicos que levaram a identificação de novos níveis de bentonita, cuja presença associada com a Formação Irati ainda não tinha sido descrita para o setor sul da Bacia do Paraná, tendo-se apenas algumas inferências com base no comportamento anômalo dos argilominerais (Delaney e Fomoso, 1960). O termo bentonita foi introduzido por Knight (1898), referindo-se a uma rocha formada por argilas expansivas associadas ao Folhelho Benton (Montana, EUA). Posteriormente, Hewit (1917) e Wherry (1917) definiram bentonita como sendo uma rocha formada a partir da transformação de cinzas vulcânicas.

Na área de estudo, diferentemente do folhelho Irati convencional, as análises mostram que os níveis identificados possuem uma forte contribuição de material de origem vulcânica e que da mesma forma ao constatado em unidades permianas mais antigas como os níveis de “*tonsteins*” da Formação Rio Bonito (Guerra Sommer et al., 2008; Simas et al., 2013) ou de unidades mais jovens como as bentonitas da Formação Rio do Rasto (Calarge et al., 2003; Albarnaz et al., 2009) a proveniência vulcânica poderia estar ligada à manifestações da província magmática Permo-Triássica Choyoi (Argentina/Chile) (Rocha-Campos et al., 2004, 2006, 2007, 2011; Santos et al., 2006). As características singulares dos níveis de argilito em relação ao folhelho Irati permitem estabelecer a hipótese de uma origem não detrítica e relacionada com a queda de cinzas vulcânicas (*tephras*) a partir de erupções sincrônicas ao evento de sedimentação na sequência de folhelhos Irati. Desta forma, constata-se que os níveis de argilitos presentes na seção estudada são na realidade níveis de bentonita inclusos na Formação Irati. As “*tephras*” são materiais compostos por vidro vulcânico, cuja alteração em ambiente aquoso podem dar origem a uma rocha monomineralica, normalmente maciça e composta por argilominerais (Grim et al., 1978). Recebe a denominação de bentonita quando a rocha é formada por argilominerais do grupo das esmectitas, resultantes da transformação da “*tephra*” num ambiente marinho ou lagunar, como o encontrado na Formação Rio do Rasto (Permiano Superior) (Calarge et al., 2006). Quando formada por argilominerais do grupo da caulinita, evoluídas a partir da transformação da cinza vulcânica num ambiente paludal, recebe a denominação de “*tonsteins*”, como o encontrado na Formação Rio Bonito (Permiano Inferior) tendo-se níveis de “*tonsteins*” associados com camadas de carvão (Formoso et al., 2000).

ASPECTOS GEOLÓGICOS E ESTRATIGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO

Situada na porção centro-oriental da América do Sul, a Bacia do Paraná ocupa uma ampla região (aprox. 1.400.000 km²) e abrange um período de sedimentação que vai do Paleozóico até o Mesozóico (450 a 65 Ma). A Bacia do Paraná (Fig. 1a) é preenchida por sedimentos siliciclásticos e químicos, que culminaram, nos eventos finais, durante a quebra do continente Gondwana e estabelecimento do Ocenano Atlântico, com a formação de um extenso pacote vulcânico. Nas etapas iniciais do preenchimento, no período Permo-Triássico, deu-se a deposição da Supersequência Gondwana I (Milani, 1997; Milani e Ramos, 1998; Milani et al., 2007a), sendo caracterizado por um ciclo transgressivo-regressivo de segunda ordem reunindo várias unidades sedimentares, entre elas a Formação Irati (Fig. 1a,b), que marca o início do ciclo regressivo, depositada em trato de sistema de nível alto (TSNA) associado ao mar intracontinental Irati-Whitehill (Lavina, 1991; Araújo, 2001).

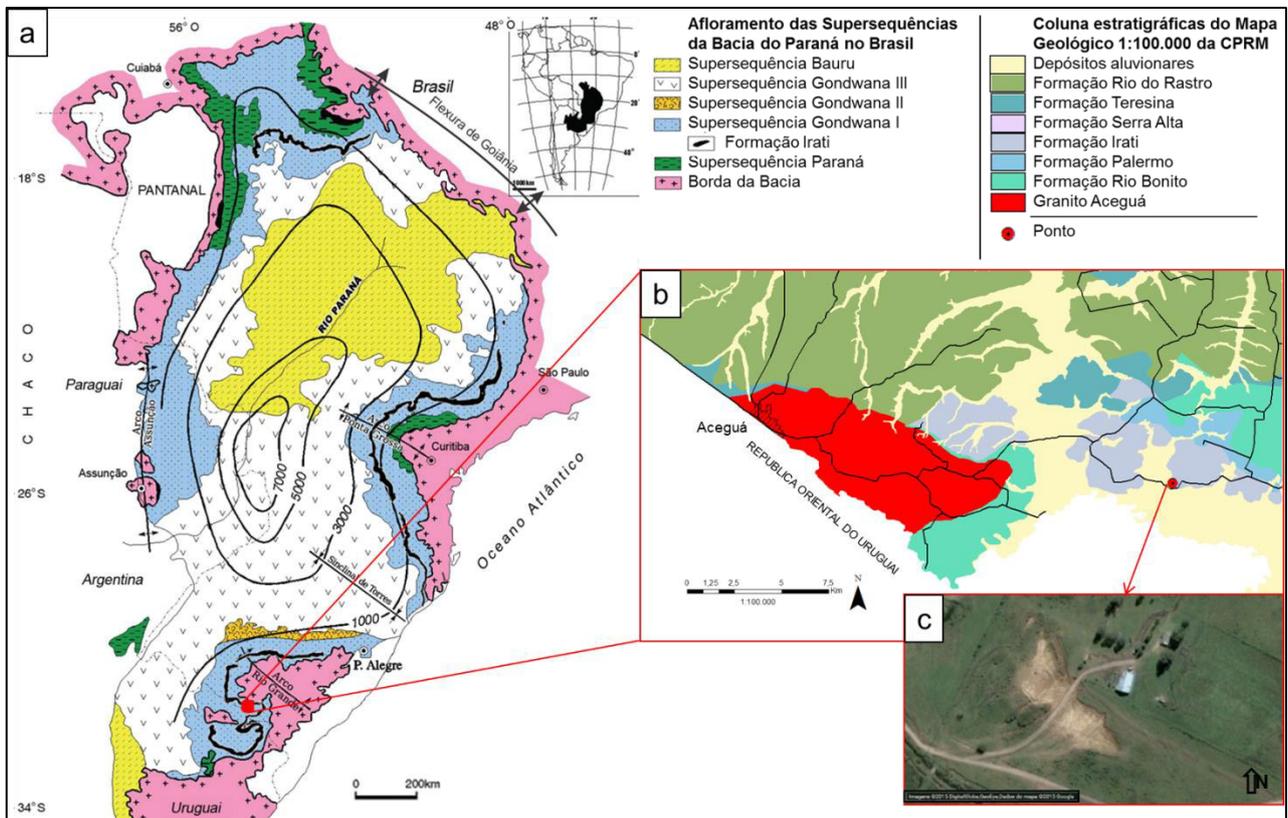


Figura 1. (a) Compartimentação das superseqüências que formam a Bacia do Paraná conforme estabelecido por Milani et al., 2007b. Distribuição da área aflorante da Formação Irati (Hachiro, 1996) e localização da área deste estudo no setor sul da Bacia do Paraná e dentro da Superseqüência Gondwana I. (b) Mapa geológico 1:100.000 da porção leste de Aceguá e oeste de Passo São Diogo (Iglesias, et al., 2014; Klein, et al., 2014) com a localização do ponto de amostragem. (c) Imagem de detalhe do afloramento da Formação Irati onde a seção estratigráfica foi levantada (Google Earth, 2016).

A Formação Irati é conhecida por seus folhelhos betuminosos e fósseis de miosaurídeos. As condições parálicas e a salinidade variável do mar interno Irati-Whitehill se traduzem numa faciologia para a Formação Irati em que sedimentos arenosos são raros, predominando sedimentos siliciclásticos muito finos ou químicos associados com abundante matéria orgânica (Lavina, 1991; Hachiro, 1996). A Formação Irati apresenta camadas de folhelhos betuminosos cinza escuros e siltitos cinza, intercalados com margas, calcários e camadas centimétricas de argilitos, sendo que no setor norte da bacia ocorrem evaporitos (Lavina, 1991; Milani, et al., 2007a). Na porção sul da bacia, ocorrem as condições deposicionais mais profundas onde os folhelhos orgânicos predominam, intercalados com tempestitos carbonáticos contendo *bone beds* (Holz et al., 2010). Estimativas estabelecem que neste ambiente a taxa de sedimentação foi muito baixa, com a deposição de um centímetro de espessura do folhelho se estendendo por um intervalo de tempo não inferior a centenas ou até milhares de anos (Lavina, 1991; Holz et al., 2010).

MÉTODOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

No afloramento (Fig. 1c) foi levantada uma seção colunar, observando-se detalhes de campo e o posicionamento dos níveis de argilitos identificados ao longo do perfil. Amostras dos argilitos foram coletadas e também do folhelho Irati na base e na parte superior do perfil para estudos comparativos mineralógicos e geoquímicos. No laboratório as amostras foram secas ao ar e inicialmente procedeu-se uma descrição macroscópica com auxílio de lupa binocular. Parte das amostras foram desagregadas e pulverizadas e uma outra porção foi dispersada por ultrassom em água bideionizada para a separação da fração menor que 2 μm (argila) por decantação seguindo a Lei de Stokes. A fração argila das amostras 1G (folhelho Irati) e 1A (nível de bentonita) foram saturadas com cálcio utilizando-se solução de CaCl_2 1N. A fração argila (menor que 2 μm) em solução das amostras não tratadas e saturadas foram depositadas em lâminas de vidro para a confecção de amostras orientadas que posteriormente foram submetidas a tratamento com etileno glicol e aquecimento.

Amostras orientadas e não orientadas foram analisadas por difratometria de raios-X utilizando-se um difratômetro Siemens D5000 (radiação $\text{CuK}\alpha$, 40 kV e 25 mA). O intervalo angular adotado foi variável, sendo que em amostras não orientadas utilizou-se o intervalo de 2° a $50^\circ 2\Theta$ e orientadas entre 2° a $30^\circ 2\Theta$. Os arquivos digitais dos difratogramas foram manipulados e interpretados utilizando-se a rotina MacDiff 4.2.5.

A concentração dos elementos maiores e traço foram analisados a partir da amostra pulverizada a 200 mesh para posterior preparação de pastilhas fundidas e prensadas (ABNT-NBR 8828-abr. 85). A determinação das concentrações foi feita em espectrômetro de fluorescência de raios-X Rigaku através de curvas de calibração construídas a partir de um conjunto de padrões internacionais de rocha (Govindaraju, 1994).

Os minerais resistatos do folhelho e primários dos argilitos foram separados através de um processo de peneiramento das amostras em malha de 500 mesh (aprox. 0,025mm) com o objetivo de reter grãos com dimensão de areia muito fina a silte grosso, descartando-se nesta etapa frações menores. Após este processo o material retido na peneira foi submetido a separação através de líquidos densos. A identificação seguiu uma rotina que passou por lupa binocular (Leica EZ4D) e microscópio petrográfico para avaliação da qualidade da separação e das propriedades óticas dos minerais. Ao final foram preparados conjuntos de minerais representativos que foram montados numa base e metalizados com ouro para análise ao microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 6610-LV). A identificação dos minerais foi facilitada devido à determinação da composição química com o analisador por dispersão de comprimento de onda (EDS) Siemens-Bruker-AXS.

RESULTADOS

As informações obtidas a partir dos estudos feitos ao nível do afloramento e posteriormente em laboratório com as amostras estão divididas de acordo com as técnicas empregadas nesta fase da pesquisa.

Observações no afloramento

Ao longo dos 8 metros de exposição (Fig. 2a), apenas na base do perfil o folhelho conserva as colorações escuras relacionadas ao menor grau de intemperismo e a presença da matéria orgânica, típico da Formação Irati (Fig. 2c). Praticamente toda a parte exposta da seção é composta por folhelhos com colorações claras devido aos efeitos do intemperismo, com uma forte oxidação da matéria orgânica, preservando apenas a fissilidade e a estrutura original da rocha (Figs. 2d,f). Ao longo da seção (Figs. 2a,b) ocorrem níveis lenticulares de calcarenito fino com recristalização muito intensa, com até 50 cm de espessura que se sobressaem no perfil devido ao caráter compacto que lhe confere uma maior resistência. Algumas destas lentes preservam fragmentos e ossos fossilizados de vertebrados (*mesossaurídeos*) e raras escamas de peixes (Xavier, 2014). A presença de calcarenito pode ser indicativa da baixa taxa de sedimentação detrítica e da existência de períodos com predomínio de sedimentação química. Os níveis de argilito se destacam na seção pela coloração acinzentada a verde claro (Figs. 2e,g,h) e diferenciam-se do folhelho pela estrutura maciça com espessuras não superiores a quatro (4) cm e com continuidade lateral, atravessando toda a seção do afloramento (Fig. 2a).

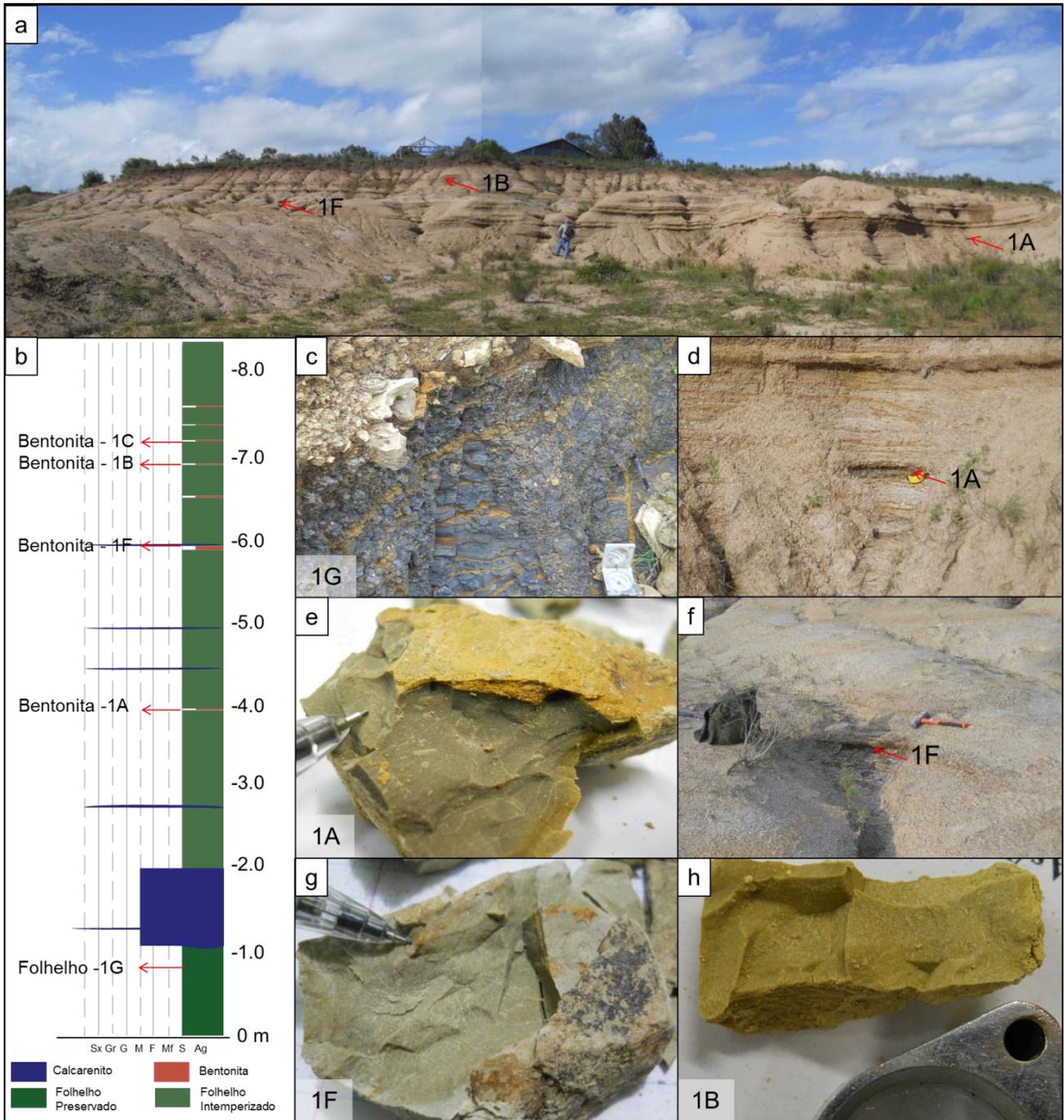


Figura 2. (a) Visão geral do afloramento e respectiva seção estratigráfica da área de estudo com a localização dos níveis de argilitos (bentonita do Irati) e dos pontos amostrados. (b) Detalhe do nível de bentonita e do local da amostra 1A na sequência do folhelho Irati alterado. (c) Detalhe do nível de bentonita 1F seguido superiormente por uma lente de calcário. (d) Detalhe do aspecto de campo da amostra de bentonita 1A com a coloração amarelo esverdeado e o aspecto massivo. (e) Detalhe do nível de bentonita 1F com a coloração amarelo esverdeado e o aspecto massivo. (f) Parte inferior da seção estratigráfica com o folhelho Irati apresentando as cores escuras relacionadas a elevada concentração em matéria orgânica. (g) Detalhe do nível de bentonita 1F. (h) Detalhe da benonite 1B mostrando coloração amarelada.

Análise da mineralogia

A aplicação das técnicas de estudo da mineralogia dos argilitos e dos folhelhos envolveu a desagregação e divisão da rocha em duas frações, separadas de acordo com a dimensão dos seus constituintes, sendo $2\mu\text{m}$ o tamanho limite entre as partículas das duas frações. A fração fina ou argila abrange os componentes da rocha com dimensão inferior a $2\mu\text{m}$. A fração de cada amostra com partículas

acima desta dimensão foi submetida a um processo de separação que além de retirar a fração argila, passou posteriormente por um processo para concentrar e isolar os raros minerais de maior dimensão retirados da rocha. Amostras sem tratamento, denominadas de amostra total, foram separadas para uma análise global da mineralogia através da difratometria de raios-X.

Mineralogia global da rocha (amostra total)

As amostras de folhelho e dos argilitos coletadas ao longo da sequência foram analisadas através de uma rotina de difratometria de raios-X que envolveu uma varredura de 2 a $50^{\circ}2\theta$ das amostras 1G, 1A, 1F, 1B e 1C (Fig. 3). Na amostra representativa do folhelho Irati (1G) a interpretação do difratograma revela uma maior complexidade mineralógica, típica de uma rocha sedimentar cujos componentes são de origem detrítica e provenientes de fontes variadas. No folhelho foi identificado esmectita, quartzo, feldspatos (as características no difratograma sugere o predomínio de plagioclásios) e micas (provavelmente muscovita detrítica). A esmectita identificada possui um espaçamento em torno de 15 Å, típico de uma montmorilonita em que o cátion intercadas dominante é o cálcio (Hosterman e Patterson, 1992). As amostras de argilito diferem do folhelho. No geral, os difratogramas das amostras 1A, 1F, 1B e 1C apresentam apenas traços de quartzo sendo o mineral dominante a argila do tipo montmorilonita. Adicionalmente, na amostra 1B oriunda da parte superior do perfil, identificam-se minerais do grupo da jarosita (mineral tardio e de origem intempérica).

Mineralogia da fração fina (fração argila)

A fração argila das amostras coletadas foi analisada por difratometria de raios-X e os resultados estão dispostos na figura 4a e 4b. Nesta técnica são enfatizadas as propriedades dos minerais com dimensão inferior a $2\mu\text{m}$. Na amostra do folhelho (1G), novamente fica evidente o caráter poliminerálico e típico de uma sedimentação detrítica, com a identificação dos minerais comuns do folhelho como o quartzo e a muscovita e o mineral predominante das amostras representado pela esmectita. A fração fina dos argilitos possui um caráter monominerálico, identificando-se somente a esmectita (montmorilonita). Na amostra 1B ocorrem sulfatos (picos a 5,70 e 5,06Å), pertencentes ao grupo das jarositas, formados pela hidratação e oxidação do folhelho betuminoso em condições de alteração intempérica e, portanto sem relação com o ambiente original do folhelho Irati. A forma do pico de difração a 15Å da esmectita identificada nos níveis de bentonita apresenta-se diferente ao observado no folhelho. A razão da mudança de comportamento resulta da ação de vários fatores, entre os quais a diferenças na cristalinidade, variações no grau de hidratação e no tipo de cátions predominantes na posição interfoliar (Ddani et al., 2005). Para avaliar melhor estas propriedades, as amostras 1G (folhelho) e 1A (argilito) foram submetidas a um processo de saturação com CaCl_2 e os difratogramas obtidos destas amostras após o tratamento estão dispostos na figura 4b. Nesta condição é possível estimar o grau de cristalinidade através da medida da largura a meia altura do pico a 15 Å da esmectita que na amostra 1G atingiu um valor de $1,071^{\circ}$ e na 1A este valor é menor e da ordem de $0,602^{\circ}$. O significado dessa variação estabelece que a cristalinidade da esmectita associada ao argilito que compõe a bentonita é maior do que a formada no folhelho Irati, mostrando que são dois minerais distintos, formados a partir da transformação de diferentes materiais de origem. Este aspecto também reflete na intensidade das linhas de difração da esmectita que atinge valores maiores em várias ordens de grandeza, passando de 2244 no folhelho para 15048 na esmectita dos níveis de bentonita. A influência do ambiente marinho na neoformação da montmorilonita é sugerida pela assimetria do pico com espaçamentos na região dos 13Å (fig. 4a), próprio de uma esmectita com uma maior participação do cátion sódio na posição interfoliar.

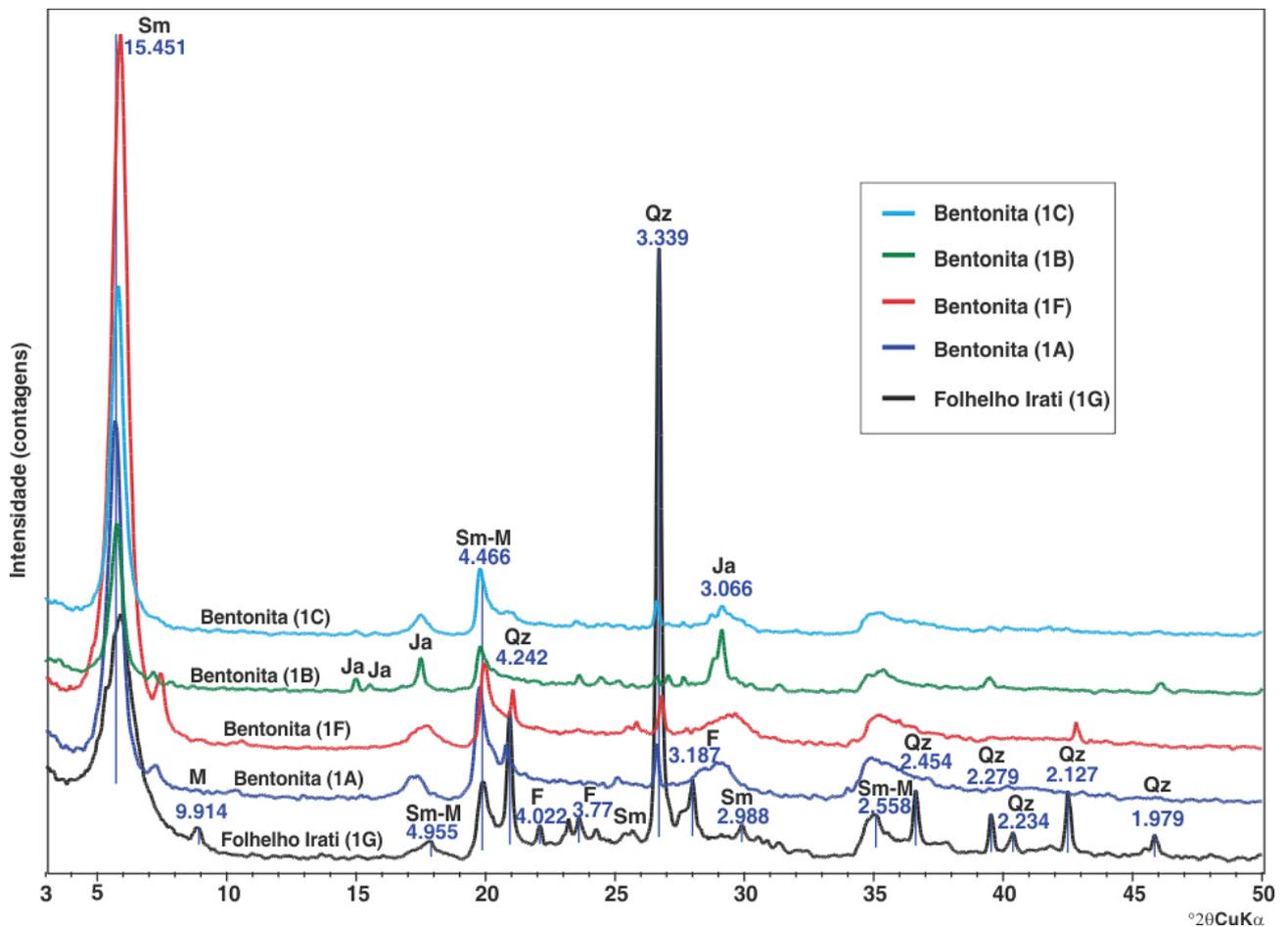


Figura 3. Superposição de difratogramas ordenados conforme a coleta ao longo da sequência estratigráfica (Fig. 2) envolvendo a análise da totalidade da amostra pulverizada. Intervalo de varredura de 2 a 50°2θ, tubo CuKα. Qz=quartzo, Sm=esmectita, M=mica, F=feldspato, Ja=jarosita.

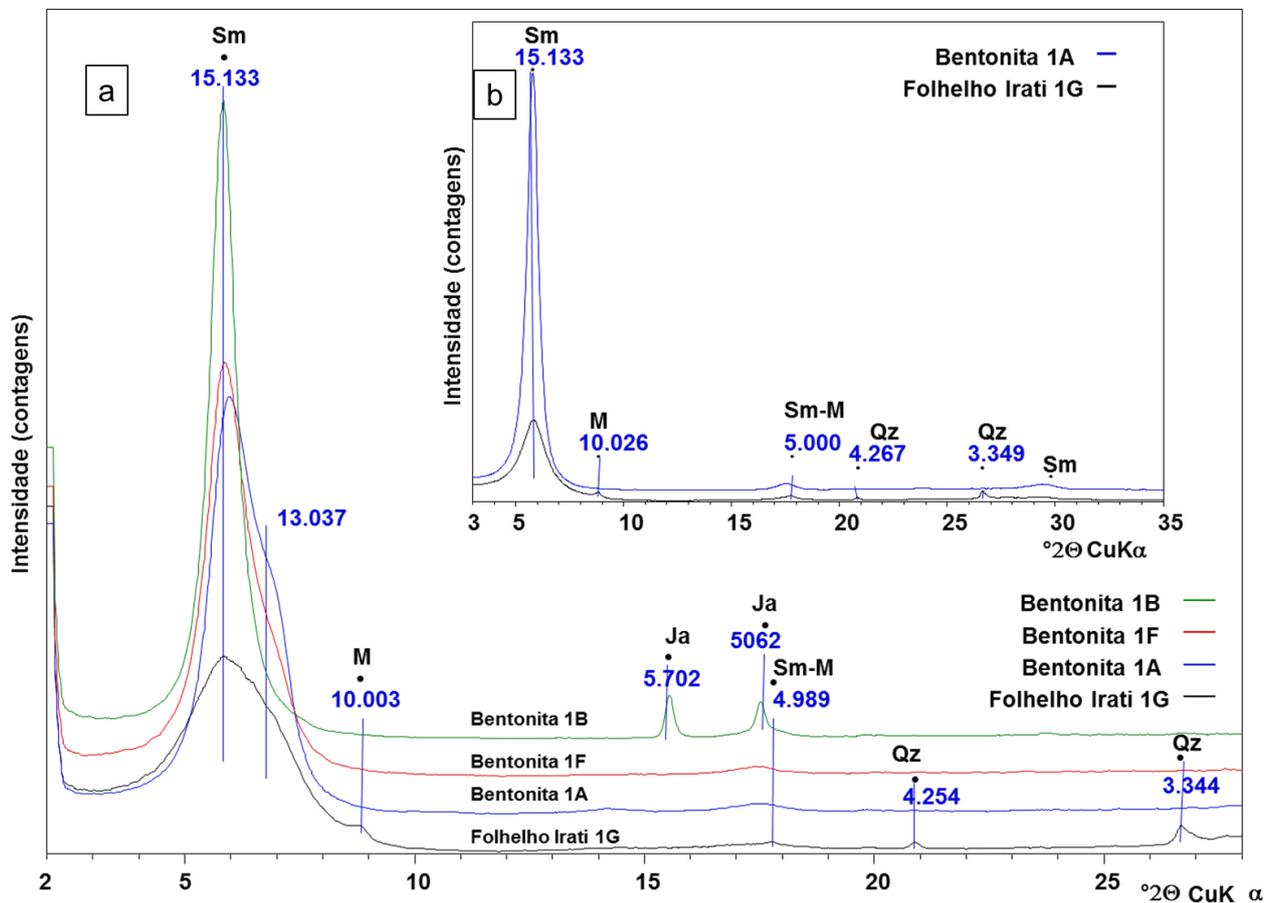


Figura 4. (a) Superposição de difratogramas ordenados segundo a coleta ao longo da sequência estratigráfica (Fig. 2) envolvendo a fração menor que $2\mu\text{m}$ das amostras. Intervalo de varredura de 2 a $28^\circ 2\theta$. (b) Comparação dos difratogramas do folhelho e do argilito que compõe a bentonita do Irati após processo de saturação com CaCl_2 . Intervalo de varredura de 3 a $35^\circ 2\theta$, tubo $\text{CuK}\alpha$. Qz=quartzo, Sm=esmectita, M=mica, Ja=jarosita.

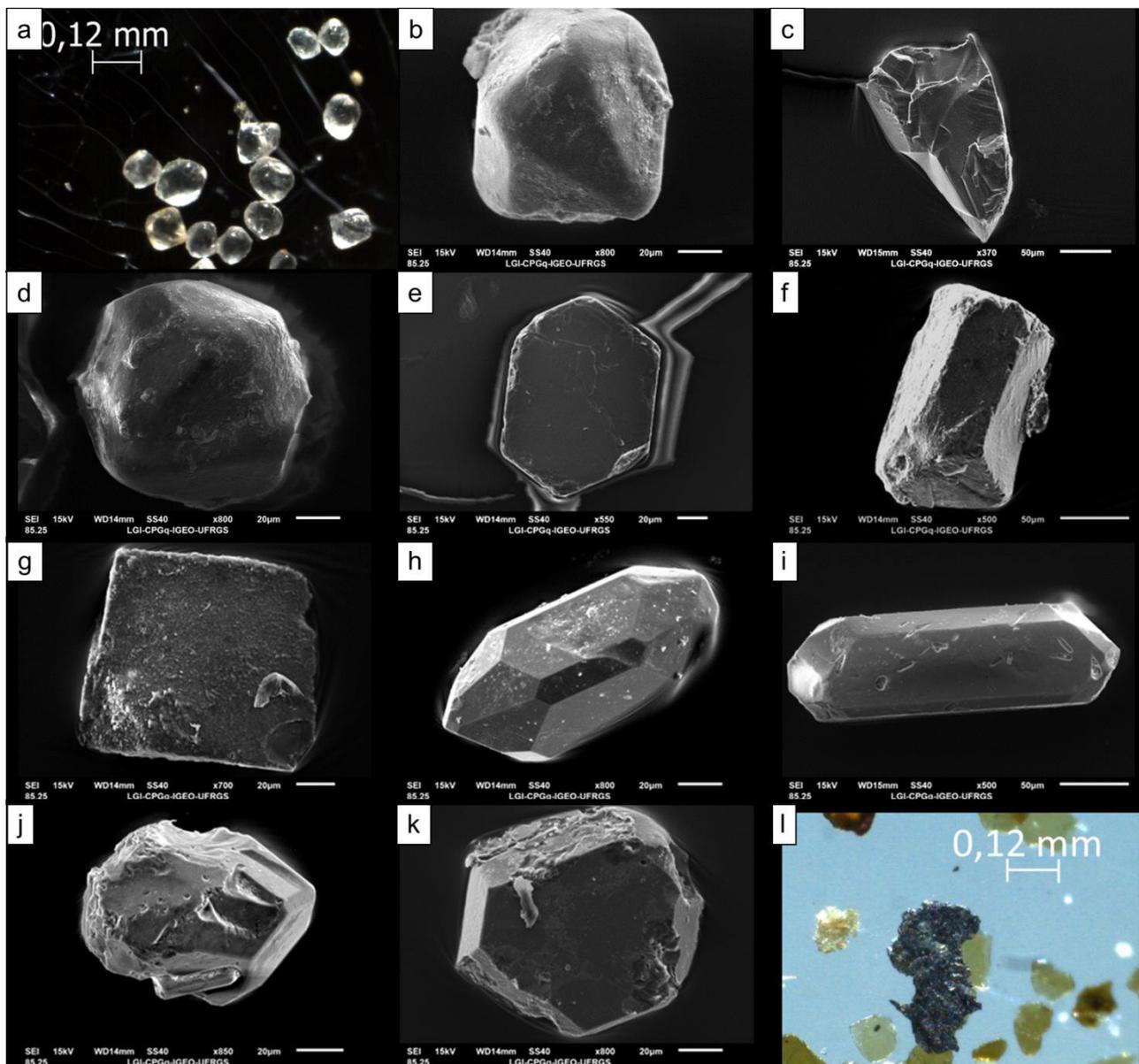


Figura 5. Imagem de minerais separados das amostras de bentonita da Formação Irati obtidas ao microscópio eletrônico de varredura no modo elétron secundário (SEM) e em lupa binocular (LU). (a) Cristais paramorfos de quartzo beta hialino. (b) Paramorfo de quartzo beta sem faces prismáticas (c) “Splinter” de quartzo (SEM). (d) Paraformo de quartzo beta com arestas arredondadas por assimilação magmática (SEM). (e) Biotita euédrica (SEM). (f) Feldspato euédrico e com figuras de dissolução incipientes identificado como sanidina (SEM). (g) Seção de feldspato tipo sanidina com crescimento autigênico de feldspato potássico ao longo da seção (SEM). (h) Zircão prismático com terminações piramidais (SEM). (i) Cristal de zircão prismático e terminações piramidais (SEM). (j) Cristal de apatita subhexagonal com cristal menor de apatita prismático incluído (SEM). (k) Cristal euédrico de ilmenita (SEM). (l) Matéria orgânica carbonizada (*black carbon*) e cristais de biotita (LU).

Mineralogia da fração grossa (fração maior que 0,025mm)

As técnicas empregadas permitiram separar e concentrar minerais magmáticos a partir dos argilitos, evidenciando o caráter bimodal da bentonita. Grãos individuais separados das amostras de bentonita do Irati foram identificados como minerais magmáticos ou minerais primários, como na concepção de Bohor e Triplehorn (1993). Admitindo a origem destes minerais a partir da queda de cinzas do vulcanismo Permo-Triássico Choyoi, a bentonita formada na Formação Irati posiciona-se de uma forma distal em relação a área fonte. Condições especiais da Bacia intracratônica do Paraná, caracterizada por uma baixa taxa de soterramento e consequentemente transformações diagenéticas incipientes permitiram a preservação dos

minerais magmáticos primários, com uma composição e morfologia totalmente incompatíveis com a mineralogia típica de um folhelho.

O *quartzo* é o mineral mais comum identificado nos níveis de bentonita da Formação Irati, sendo a forma paramorfa de alta temperatura (beta) a mais frequente. Apresenta-se hialino com hábito bipiramidado sem o desenvolvimento de faces prismáticas (Figs. 5a,b). Ocorrem grãos de quartzo com forma irregular, bordas angulares e com fratura conchoidal descrita por Heiken e Wohletz (1985) como “splinters” (Fig. 5c) e cristais de quartzo beta com formas arredondadas (Fig. 5d) atribuídas por Donaldson e Henderson (1988) a processos de reabsorção e reação do quartzo beta dentro da câmara magmática. A identificação de *biotitas* euédricas e sem alteração visível (Fig. 5e) em pequenas placas hexagonais euédricas se constitui em outro mineral primário comum em cinzas vulcânicas silicosas e nas bentonitas contidas na Formação Irati. No ambiente supergênico e durante o transporte e diagênese a biotita se constitui num mineral de fácil alteração e, portanto incompatível com a mineralogia detrítica do folhelho Irati. Os *feldspatos* se apresentam como cristais prismáticos euédricos com morfologia e composição compatível com os tipos de alta temperatura identificados como sanidina (Figs. 5f,g). Apresentam algumas figuras de dissolução, mas, em geral são cristais muito pouco alterados ou argilizados. Este comportamento evidencia que a grande quantidade de esmectita identificada nos argilitos provavelmente se desenvolveu a partir da transformação de outros constituintes mais lábeis, supostamente a partir do vidro vulcânico que deveria prevalecer entre os componentes das cinzas. Os cristais de zircão na bentonita do Irati são fáceis de serem identificados por apresentarem formas euédricas prismáticas com terminações piramidais tetragonais, sem marcas de colisão e indícios de arredondamento (Figs. 5h,i). As apatitas apresentam normalmente formas euédricas subhexagonais, não prismáticas e algumas formas menores possuem hábito prismático (Fig. 5j). Cristais de ilmenita são identificados pelo sistema cristalino trigonal-romboédrico e pela composição química (Fig. 5k).

Outro componente identificado na bentonita são as partículas de matéria orgânica carbonizada (*black carbon*) que foi interpretada como um resto carbonizado de vegetais transportado junto com a cinza vulcânica (Fig. 5l). Estas partículas estariam geneticamente vinculadas ao resíduo da queima de florestas durante o Permiano, num processo semelhante ao que é observado atualmente com a queima de florestas e a identificação destas partículas em testemunhos de gelo da Antártica (Wolff e Cachier, 1998). Ocorrências deste tipo foram anteriormente registradas nas formações Rio Bonito e Irati por Rocha-Campos et al., (2011).

Geoquímica

As amostras do folhelho (1G) e de dois níveis de bentonita (1A e 1F) foram analisadas em relação a concentração dos elementos maiores e traço por espectrometria de fluorescência de raios-X e os resultados obtidos encontram-se na tabela 01. Observa-se uma significativa variação do teor dos elementos maiores dos níveis de bentonita em relação ao folhelho. Estas diferenças devem estar ligadas a variações na composição original e também a mudanças pós-deposicionais por soluções ou mesmo por ação do intemperismo. O teor de sílica e de potássio aumenta consideravelmente no folhelho, reflexo da maior participação do quartzo, do feldspato e da muscovita detrítica. Por outro lado os teores de ferro, alumínio e magnésio são maiores na bentonita em relação ao folhelho. Apesar das restrições impostas por possíveis modificações pós-deposicionais nas concentrações, as mudanças observadas entre os teores dos elementos traço e dos elementos maiores nos níveis de bentonita sugerem fortemente que os argilitos que compõem a bentonita evoluíram a partir de materiais de origem com composição vulcânica. Esta observação se confirma quando os resultados são plotados no diagrama discriminante de magmas (Winchester e Floyd, 1977) que utiliza elementos químicos considerados muito pouco móveis ou mesmo imóveis nos ambientes superficiais comuns (Fig. 6). Ficam evidentes variações composicionais do material de origem do argilito, com a amostra 1A tendo uma composição que sugere uma transformação a partir de um material vulcânico resultante de um magma menos diferenciado e provavelmente de composição intermediária (andesítico) e o argilito 1F evoluído a partir de um material vulcânico associado a um magma mais diferenciado (riodacítico a dacítico). Na figura 6 foram plotados algumas análises realizadas em amostras de tonsteins da Formação Rio Bonito e de bentonitas da Formação Rio do Rasto do setor sul da Bacia do Paraná. O comportamento

observado esta de acordo com o que é conhecido sobre a evolução magmática da província Choiyoi ao longo do tempo (López-Gamundi, 2006; Martinez e Giambiagi, 2010; Rocha-Campos et al., 2011)

Tabela 01. Concentração dos elementos maiores (% em peso) e de alguns elementos traços (ppm) das amostras do folhelho Irati (1G) e dos níveis de bentonita intercalados (1A e 1F).

| Elementos Maiores (%) | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|--------|
| Amostra | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Total |
| 1F | 56,08 | 18,78 | 0,37 | 4,91 | 0,02 | 3,69 | 2,07 | nd | 0,57 | 0,23 | 13,30 | 100,03 |
| 1A | 55,73 | 18,45 | 0,71 | 5,74 | 0,01 | 4,03 | 2,09 | nd | 0,49 | 0,10 | 12,60 | 99,94 |
| 1G | 64,38 | 15,34 | 0,77 | 3,38 | 0,01 | 2,20 | 1,00 | 0,01 | 2,46 | 0,03 | 10,10 | 99,68 |

| Elementos Traço (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|----|-----|----|----|-----|
| Amostra | Y | Pb | Ni | Co | Cu | Ga | Sr | Zr | Zn | Nb | Rb | As | Cr | Ba |
| 1F | 40 | 1 | 5 | 24 | 10 | 24 | 157 | 198 | 107 | 6 | 30 | 5 | nd | 231 |
| 1A | 26 | 2 | nd | 29 | 6 | 22 | 124 | 172 | 78 | 10 | 30 | 5 | nd | 270 |
| 1G | 31 | 19 | 6 | 15 | 20 | 14 | 120 | 193 | 48 | 19 | 169 | 10 | 55 | 285 |

nd= não detectado

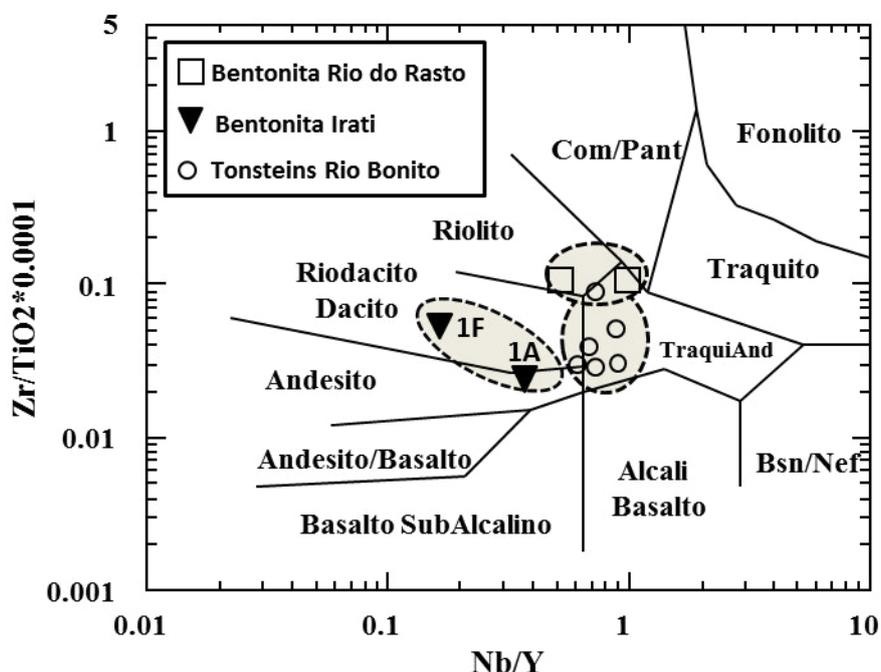


Figura 6. Posicionamento das amostras 1A e 1F no diagrama discriminante de magmas de Winchester e Floyd (1977). O precursor da bentonita 1A possui uma composição que evoluiu a partir de cinzas vulcânicas geradas a partir de um magma menos diferenciado que o da bentonita 1F. Na figura estão dispostas análises de tonsteins e bentonitas encontradas na Formação Rio Bonito e Rio do Rasto respectivamente.

Tabela 02-Fórmula estrutural das esmectitas da bentonita 1A e 1F (baseado em 11 oxigênios equivalentes ou O₁₀(OH)₂.)

| Fórmula química da esmectita calculada com base em 11 O equivalentes | | | | | | | | | | | | | | |
|--|------|------------------|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------|---------|
| amostra | Si | Al ^{IV} | Al ^{VI} | Fe ³⁺ | Mg | Ti | Mn | Ca | Na | K | Carga tetraédrica | Carga octaédrica | Carga interfoliar | Balanco |
| 1A | 3,83 | 0,17 | 1,32 | 0,30 | 0,41 | 0,04 | 0,00 | 0,15 | 0,00 | 0,04 | 0,173 | 0,177 | 0,350 | 0,000 |
| 1F | 3,87 | 0,13 | 1,39 | 0,25 | 0,38 | 0,02 | 0,00 | 0,15 | 0,00 | 0,05 | 0,134 | 0,222 | 0,356 | 0,000 |

De acordo com a mineralogia identificada nos argilitos, composta exclusivamente de argila esmectítica (Fig. 4), é possível determinar através da análise química a fórmula estrutural da esmectita identificada nos níveis de bentonita 1A e 1F (tab. 2). As fórmulas obtidas reforçam o que foi observado anteriormente na análise por difratometria de raios-X, evidenciando que as esmectitas são do tipo montmorilonitas cálcicas (Fig. 4) com cargas interfoliares similares porém, com uma distribuição diferenciada nas duas amostras. No nível 1A as cargas residuais dos tetraedros e octaedros da montmorilonita contribuem com a mesma intensidade enquanto que na amostra 1F, as camadas octaédricas da montmorilonita contribuem com 62% das cargas e apenas 38% são originadas a partir de substituições do tetraedro. Da mesma forma, a abordagem permite inferências sobre a composição da cinza vulcânica que serviu de elemento básico para a formação da esmectita. Christidis e Huff (2009) enfatizam que o tipo de esmectita formada é dependente de fatores locais ou microambientais e da composição da rocha ou cinza vulcânica. Christidis (2006) admite a possibilidade de estimar a composição do material precursor da esmectita de bentonitas através do conteúdo de ferro e sílica da sua estrutura, podendo classificar o material precursor como sendo oriundo de um vulcanismo relacionado a um magmatismo ácido, básico ou intermediário (Fig. 7). Esmectitas originadas a partir da alteração de rochas intermediárias a ácidas tendem a apresentar valores inferiores a 0,21 átomos de Fe^{3+} por unidade de fórmula. Da mesma forma, esmectitas evoluídas a partir de rochas intermediárias a básicas possuem em média entre 3,82 e 3,92 átomos de Si^{+4} por unidade fórmula. Utilizando dados reunidos por Christidis (2008) constata-se que a bentonita do Irati possui como provável precursor uma cinza vulcânica gerada a partir de um magmatismo intermediário ou andesítico (Fig. 7). Este aspecto está de acordo com o determinado anteriormente a partir dos elementos imóveis e utilizando a abordagem de Winchester e Floyd (1977).

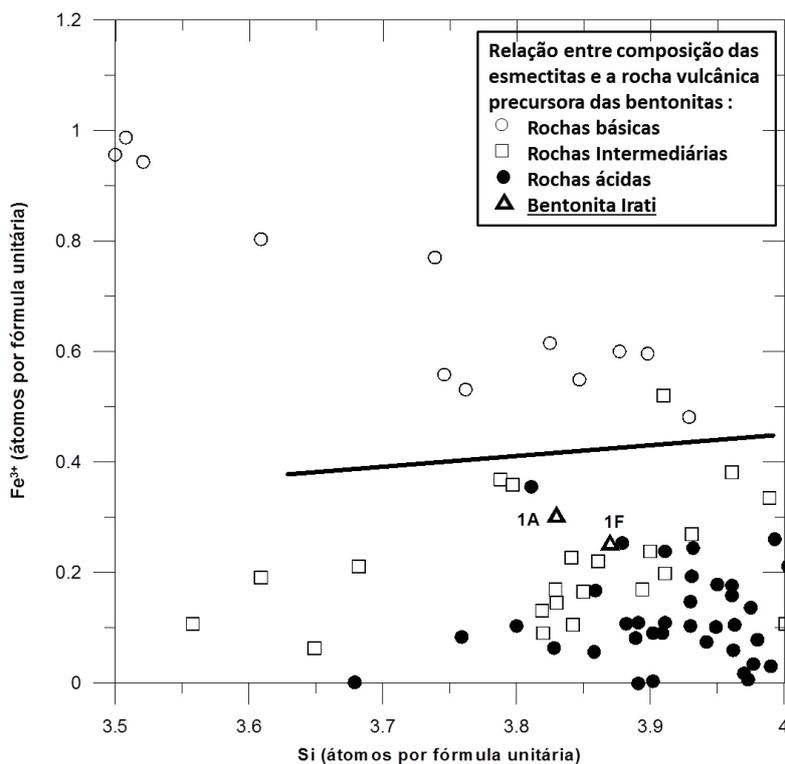


Figura 7. Determinação da composição do vulcanismo através de características estruturais da esmectita presente na bentonita, neste caso utilizando o número de átomos de Si e Fe por unidade de fórmula. Modificado de Christidis (1998) através de dados apresentados pelo autor, sendo que as amostras de bentonita do Irati (1A e 1F) acrescidas ao conjunto sugerem uma origem a partir da alteração de material vulcânico de composição intermediária a ácida.

DISCUSSÃO

Os resultados obtidos neste estudo estabelecem evidências que os níveis com espessura centimétrica de argilitos, encontrados ao longo de uma seção da Formação Irati, originaram-se a partir da alteração de depósitos de queda de cinzas vulcânicas. A gênese destes argilitos permite definir estes níveis como bentonitas, aqui entendido como uma rocha com elevada participação de argilominerais resultante da alteração da cinza em meio aquoso. No afloramento a diferenciação entre a bentonita e o folhelho decorre de propriedades contrastantes como a cor clara dos argilitos em relação a coloração escura do folhelho devido a concentração de matéria orgânica, o aspecto maciço, o contato abrupto e a grande continuidade lateral. O caráter maciço discordante com a fissilidade do folhelho indica que enquanto neste a deposição foi lenta e favorável à orientação dos filossilicatos, na bentonita a deposição foi rápida e episódica, típica de uma situação relacionada com a entrada em atividade de vulcões.

Vários autores estabelecem uma relação entre as bentonitas da Bacia do Paraná e a Província Ígnea de Choyoi, localizada ao sul de Mendonça, no limite entre a Argentina e o Chile (Zalan et al., 1990; Rocha-Campos et al., 2007, 2011) ativo entre o Permiano e o Triássico. No período de deposição da Formação Irati, correspondente ao Permiano Médio, López-Gamundi (2006) correlaciona a presença de camadas de cinzas em bacias da África do Sul com manifestações de um vulcanismo félsico e altamente explosivo observado na província Choyoi. Na área de estudo as camadas de bentonita identificadas estão dentro deste período e apresentam características que favorecem esta relação. Geoquimicamente, as bentonitas indicam origem a partir de material vulcânico gerado por magmas intermediários (andesíticos a riodacíticos) compatíveis com vulcanismo félsico (Martinez e Giambiagi, 2010). Esta mesma correlação é observada nas características cristaloquímicas das esmectitas com valores elevados de átomos de Fe^{3+} (aprox. 0,3) e significativa substituição tetraédrica com 3,8 a 3,9 átomos de Si^{+4} por unidade de fórmula reforçando uma origem a partir de um vulcanismo intermediário (Christidis e Huff, 2009).

A montmorilonita presente nos níveis de bentonita se caracteriza por uma elevada cristalinidade, diferenciando-se da montmorilonita do folhelho que possui um grau acentuado de desorganização. A mineralogia dos níveis de bentonita é outro ponto de diferenciação em relação ao folhelho, caracterizado por uma composição monomineralica (montmorilonita), provavelmente oriunda da alteração dos constituintes mais instáveis, como o vidro vulcânico, cuja estrutura cristalina desorganizada quando exposto numa situação com grande atividade catiônica como o ambiente marinho da Formação Irati favorecem a sua transformação em argilominerais do grupo das esmectitas (Mc Donald e Surdam 1984, Huff et al., 1997). Outra evidencia observada e que reforça a origem vulcânica dos argilitos é a distribuição bimodal no tamanho dos minerais (Bohor e Triplehorn 1993), marcado por fenocristais de minerais vulcânicos imersos numa matriz de argila montmorilonítica, textura incompatível com o processo de deposição num ambiente de sedimentação normal do folhelho. Entre os fenocristais vulcânicos da bentonita identificou-se paramorfos de quartzo beta hialino e feldspato de alta temperatura tipo sanidina, cristais de zircão, biotitas sem evidencias de alteração, apatita e ilmenita. Todos os minerais identificados se caracterizam por serem idiomórficos e estarem perfeitamente intactos, sem as marcas de transporte, em desacordo com os constituintes normais de um folhelho. Adicionalmente, feições indicativas do processo de explosão vulcânica são identificadas na forma de “*splinters*” de quartzo e feldspatos e de fragmentos de material carbonizado (*black carbon*), reforçando a origem vulcânica da bentonita.

A lenta sedimentação em mar interno com um pequeno ou até mesmo inexpressivo aporte detrítico favoreceram a preservação dos níveis de tephras nesta unidade sedimentar durante o Permiano Médio. O vulcanismo contemporâneo com a sedimentação na Formação Irati registrado na província de Choyoi (Kleiman e Japas, 2005) preencheu os requisitos necessários como fonte das cinzas neste período.

CONCLUSÕES

Com base no conjunto de evidencias de natureza mineralógica e química e de observações de campo define-se como bentonitas os níveis de argilitos contidos na Formação Irati na região de Aceguá, RS. No estágio de conhecimento atual consolida-se a Província Magmática de Choyoi, ativa no período de deposição da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná, como sendo a área fonte do vulcanismo e das cinzas. A grande distância deste vulcanismo em relação a área de sedimentação na Bacia do Paraná necessariamente classifica as bentonitas encontradas na região como distais e igualmente sugerem que a

intensidade das explosões vulcânicas desta província classificariam estas manifestações como sendo do tipo pliniana a ultrapliniana (Llambías et al., 1993; Kleiman e Japas, 2005). Apesar da possibilidade de vulcanismo deste tipo ter ejetado volumes significativos de cinza diretamente nas camadas superiores da atmosfera, a grande distância até as áreas de acumulação da Bacia do Paraná permitiria a deposição de camadas pouco espessas constituídas de finas partículas e de aerossóis, como são os registros encontrados até o momento em estratos da bacia. Se por um lado este aspecto limita a possibilidade de um eventual uso econômico da bentonita, a descoberta destes níveis se reveste de um grande interesse estratigráfico devido a possibilidade de estabelecer horizontes com idades radiométricas confiáveis na Bacia do Paraná. O ambiente de sedimentação da Formação Irati numa situação de mar interno, bem como a estabilidade tectônica e o pequeno soterramento do conjunto de unidades da Bacia do Paraná estabeleceram as condições ideais para a acumulação e preservação dos níveis de bentonita.

A técnica empregada para o estudo das amostras baseada na separação de uma fração fina (menor que 2 μm) e na fração retida em peneiras com malha de 0,025 mm (maior que silte grosso) se mostrou eficiente para o estudo da mineralogia. Os resultados evidenciam que a bentonita do Irati possui um comportamento bimodal em relação ao tamanho dos seus constituintes, com o predomínio de uma matriz fina composta por Ca-montmorilonitas com grande pureza e elevada cristalinidade, contrastante em relação às esmectitas da rocha encaixante (folhelho Irati) e fenocristais vulcânicos. O estudo das características cristalóquímicas da montmorilonita dos níveis de bentonita reforçam a natureza predominantemente andesítica a riódacítica do vulcanismo. A composição química das bentonitas igualmente confere uma relação com um vulcanismo félsico e concordante com as características do Choiyoi Inferior. Entre os cristais magmáticos ou primários identificados destacam-se minerais idiomórficos de alta temperatura como o paramorfo de quartzo beta e de feldspatos tipo sanidina acompanhado de biotita, zircão, apatita, ilmenita e fragmentos de minerais (*splinters*). A metodologia adotada também permitiu identificar fragmentos de material carbonizado (*black carbon*), certamente associado a incêndios de vegetais pela atividade vulcânica registrada no Permiano.

AGRADECIMENTOS

À CAPES pelo auxílio financeiro a este projeto. Ao Programa de Pós Graduação em Geociências na linha de Estratigrafia (PPGGeo). Ao Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) e ao Centro de Estudos em Geologia Marinha e Costeira (CECO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela disponibilização das técnicas analíticas e ao apoio do seu corpo técnico. À Professora Margot Guerra-Sommer pelas importantes contribuições e discussões sobre o tema tonsteins.

BIBLIOGRAFIA

- ABNT NBR 8828. (1985). *Material refratário – análise química de materiais refratários sílico-aluminosos*. 20p.
- Albarnaz, L. D., Dani, N., Formoso, M. L. L., Mexias, A. & Lisboa, N. A. (2009). A jazida de bentonita de Bañado de Medina, Melo, Uruguai. *Geologia, mineralogia e utilização tecnológica. Pesquisa em Geociências*, 36, 263–281.
- Araújo, L.M. (2001). *Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas seqüências deposicionais Irati*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p.307.
- Bohor B.F., Triplehorn D.M. (1993). Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences. *Geological Society of America Special Paper* 285. 42p.
- Calarge, L.M., Meunier, A., Formoso, M.L.L., (2003). A bentonite bed in Aceguá (RS, Brazil) and Melo (Uruguay) areas: a highly crystallized montmorillonite. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 187–198.
- Calarge, L. M., Meunier, A., Lanson, B. & Formoso, M. L. L. (2006). Chemical signature of two Permian volcanic ash deposits within a bentonite bed from Melo, Uruguay, 16(2), p. 187 - 198.

- Christidis G.E. (1998). Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the islands of Milos and Kimolos, Aegean Greece. *Clays and Clay Minerals*, 46, 379-399.
- Christidis G.E. (2006). Genesis and compositional heterogeneity of smectites. Part III: Alteration of basic pyroclastic rocks - a case study from the Troodos Ophiolite Complex, Cyprus. *American Mineralogist*, 91, 685-701.
- Christidis, G. E. Huff, W. D. (2009). Geological aspects and genesis of bentonites. *Elements* 5, 93–98.
- Christidis, G. E. (2008). Do bentonites have contradictory characteristics? An attempt to answer unanswered questions. *Clay Miner.* 43, 515–529.
- Ddani, M., Meunier, A, Zahraoui, M, Beaufort, D, Wartiti, M E, Fontaine, C., Boukili, B., Mahi, B E. (2005). Clay mineralogy and chemical composition of bentonites from the Gourougou volcanic massif (Northeast Morocco). *Clays Clay Miner.* 53, 250–267.
- Delaney, P., Formoso, M. L. L. (1960). Ocorrência de uma chamada benonita no município de são Gabriel, Rio Grande do Sul. *Escola de Geologia da UFRGS*, 2, 1–15.
- Donaldson, C. H., Henderson, C.M.B. (1988). A new interpretation of round embayments in quartz crystals: *Mineralogical Magazine*, v. 52, 27-33.
- Formoso, M.L.L., Calarge, L.M., Garcia, A.J.V., Alves, D.B., Gomes, M.B., Misusaki, A.M., (1997). Permian tonsteins from the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. *11th Clay Conference, Ottawa: Proceedings*, pp. 613–621.
- Formoso, M.L.L., Calerge L.M., Misusaki A.M., Meunier A., Alves A.D., Zalba P. (2000). Occurrences of bentonites in southern South America. *Proceedings of the 1st latin american Clay Coference*, Vol I: pp 369-384.
- Google Earth acessada em 11/01/2016, <<https://www.google.com.br/maps/@-31.894362,-53.9969739,1798m/data=!3m1!1e3>>
- Govindaraju, K. (1994). Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, Special Issue, vol. 18, 1-158.
- Grim, R.E., Guven, Necip, (1978). *Bentonites, geology, mineralogy, properties and uses*. New York, Elsevier, 256 p.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Menegat, R., Mendonça Filho, J.G. (2008). U–Pb dating of tonstein layers from a coal succession of southern Paraná Basin (Brazil): a new geological approach. *Gondwana Research* 14, 474–482.
- Hachiro, J. (1996). *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná*. Teses (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 196 p.
- Heiken, G., Wohletz, K. (1985). Volcanic ash: Berkeley, *University of California Press*, 246 p.
- Hewitt, D.F. (1917). The origin of bentonite. *Washington Academy of Science Journal*, v. 7, 196-198.
- Holz, M.; França, A.B.; Souza, P.A.; Iannuzzi, R.; Rohn, R. (2010). A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 381-399.
- Hosterman, J. W., Patterson, S. H. (1992). Bentonite and fuller's earth resources of the United States. *U. S. Geological Survey Professional Paper* 1522.

- Huff W.D., Bergstro S.M., Kolata D.R. & Sun H. (1997). The Lower Silurian Osmundsberg K-bentonite. Part II: mineralogy, geochemistry, chemostratigraphy and tectonomagmatic significance. *Geological Magazine*, 135,15-26.
- Iglesias , C. M . da F .; Klein , C.; Camozzato , Eduardo. (2014). *Carta Geológica de Passo São Diogo (Pedras Altas), Folha SH.22-Y-C-IV.*. Escala 1:100.000. Porto Alegre: CPRM / Programa Geologia do Brasil – PGB.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S. (2005). The Upper Choiyoi Volcanism, San Rafael, Mendoza, Argentina: a Transitional Sequence Emplaced Under Changing Geodynamic Conditions. *Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Academia Nacional de Ciencias, 221p.
- Klein , C., Iglesias , C. M . da F., Camozzat O , E. (2014). *Carta Geológica de Aceguá, Folha SH.21-Z-D-VI.* Escala 1:100.000. Porto Alegre: CPRM / Programa Geologia do Brasil - PGB.
- Knight, W.C. (1898). *Bentonite: Engineering and Mining Journal*, 66(17). 491.
- Lavina, E.L. (1991). *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná.* Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 333 p.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E., Salvarredi, J.A. (1993). El magmatismo gondwanico. In: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, XII Congreso Geológico Argentino and II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza: Relatório, vol. 1, 53–64.
- López-Gamundi, O. R. (2006). Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constrains and common characteristics. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 227–238.
- Martinez, Y.L., Giambiagi. (2010). Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choiyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 30 : 432-451.
- McDonald D.A, Surdam R.C. (1984). Clastic diagenesis. *AAPG Memoir*, 37:434p.
- Milani E.J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.* Tese (Doutorado) Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 255 p.
- Milani E.J., Ramos V.A. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. 28(4): 473-484.
- Milani, E.J., de 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 A.R. (2007b). Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(1), 135-162.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., da Rosa, O. de. C.R., Canile, F.M., Fernandes, M.T. (2004). Calibração cronoestratigráfica da seqüência Permo-Carbonífera da Bacia do Paraná: problemas e perspectivas. In:*Simpósio 40 anos de Geocronologia no Brasil*. São Paulo: Boletim de Resumos, p. 8-26.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., dos Santos, P.R. (2006). SHRIMP U–Pb zircon geochronological calibration of the late Paleozoic Supersequence, Paraná Basin, Brazil. *V South American Symposium on Isotope Geology*, . 298–301. Punta del Este: Short Papers.

- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A., dos Santos, P.R. (2007). SHRIMPU–Pb ages of the late Paleozoic sedimentary sequence, Paraná Basin, Brazil. *40 Simpósio sobre cronestratigrafia da Bacia do Paraná, XX Congresso Brasileiro de Paleontologia*, vol. 33, Búzios: SBP.
- Rocha-Campos, A. C., Basei M.A., Nutman A.P., Kleiman L.E., Varela R. (2011). 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*. 19, 509–523.
- Santos, R.V., Sousa, P., Alvarenga, C.J.S., de Dantas, E.L., Pimentel, M., de Oliveira, C.G., de Araújo, L.M. (2006). SHRIMP U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*. 9, 456–463.
- Simas, M.W., Formoso, M.L.L., Guerra-Sommer, M., Mendonça Filho, J.G., Klepzig, M.C. (2003). Mineralogy and palynofacies analyses of the Tonstein of Faxinal Coalfield, an altered volcanic-ash layer from the Lower Permian of Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 46–76.
- Simas, M. W., Guerra-Sommer, M., Mendonça Filho, J. G., Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M. L. L., Degani-Schmidt, I. (2013). An accurate record of volcanic ash fall deposition as characterized by dispersed organic matter in a lower permian tonstein layer (Faxinal Coalfield, Paraná Basin, Brazil). *Geol. Acta* 11, 45–57.
- Wherry, E.T. (1917). Clay derived from volcanic dust in the Pierre of South Dakota: *Washington Academy of Science, Journal*, v. 7, 576-583.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343.
- Wolff, E. W., H. Cachier (1998). Concentration and seasonal cycle of black carbon in aerosols at a coastal Antarctic station, *J. Geophys. Res.*, 103(D9), 11033– 11041.
- Xavier, P.L.A. (2014). *Grandes Tempestades na Formação Irati (Permiano Inferior) do Rio Grande do Sul: Interpretações tafonômicas e faciológicas*. Monografia (Graduação em geologia). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 158p.
- Zalan, P.V., Wolf, S., Conceição, João C. de Jesus, Marques, A., Astolfi, Marco A., Mendonça, F., Vieira, Inês S., Appi, Valéria T. and Zanotto, Osmar A. (1990). Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G.P. and Milani, E.I. (Coords.), *Origem e evolução de bacias sedimentares*, PETROBRAS, 135–168.

ANEXO A

Resumo publicado no evento “IX SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA & II WORKSHOP DE RECURSOS MINERAIS DA REGIÃO SUL” ocorrido em 2015 em Florianópolis-SC.

ESTUDO PARA COMPROVAÇÃO DE BENTONITA ASSOCIADA À FORMAÇÃO IRATI, NA REGIÃO SUL DE BAGÉ, RS

AURELIO FAGUNDES SILVA¹ ; NOBERTO DANI² ; PEDRO LUIS AMMON XAVIER³

1- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Porto Alegre, aureliofagundes@hotmail.br; 2 - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Porto Alegre, norberto.dani@ufrgs.br; 3 - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Porto Alegre, xavier.pedroluis@gmail.com.

Devido ao início dos Ciclos Orogênicos Gondwanides nas margens da placa Gondwana, internamente a placa ocorreram rearranjo tectônicos onde, em grabens, se iniciou a deposição da Bacia do Paraná. Estes ciclos estiveram presentes em toda a evolução da Bacia do Paraná, atuando de forma específica em cada Supersequência. O presente estudo tem seu enfoque na Supersequência Gondwana I, mais especificamente na Formação Irati, formada em sistema de rampa marinha de Bacia interior e ambiente anôxico hipersalino. Sob tais condições, acumularam-se folhelho, folhelhos betuminosos e carbonatos, ocorrendo também evaporitos no setor norte da Bacia. A Supersequência Gondwana I foi influenciada pela Orogenia San Rafael, que gerou arcos magmáticos cálcio-alcálico atuante entre Permiano-Triássico, por quase 30 milhões de anos. Esses arcos magmáticos são chamados de Província Ígnea Choiyoi, e suas cinzas vulcânicas atingiram longas distâncias, sendo comprovadamente reconhecido preservado no setor sul da Bacia, em formações onde o ambiente atuante possibilitou sua preservação, com a Formação Rio Bonito e a Formação Rio do Rastro. A Formação Irati encontra-se preservada entre essas duas formações e, embora existam comprovações de Bentonita no setor norte da Bacia do Paraná, estes registros de possíveis cinzas vulcânicas ainda não tinham sido encontrados no setor sul. Recentemente, em trabalhos envolvendo a região formada pelo polígono entre Aceguá, Bagé e Candiota, com o objetivo de estudos paleontológicos na Formação Irati, começaram a surgir evidências junto a esta Formação de níveis argilosos de aspecto contrastante em relação ao seu folhelho carbonoso. Os locais com os afloramentos foram alvo de trabalhos de campo, com levantamentos detalhados de seções estratigráficas, e estudos de natureza mineralógica e química estão sendo realizados para comprovar a origem vulcânica destes níveis. Os resultados preliminares com estudos mineralógicos identificaram que estes níveis apresentam uma composição monomineralica formada por argilominerais do grupo das esmectitas, com cristalinidade anômala e com forte possibilidade de estarem relacionados à Bentonita. A comprovação de Bentonita no setor sul da Bacia trará novas possibilidades de estudos científicos e econômicos.

Palavras-chave: Bacia do Paraná, Supersequência Gondwana I, Formação Irati, Província Ígnea Choiyoi, Bentônitas, Permiano.