

**Geologia e aspectos genéticos de depósitos de esmeralda
em zonas de cisalhamento: um olhar sobre os depósitos
esmeraldíferos da Província Borborema, Nordeste do Brasil**
*Geology and genetic aspects of shear zone-related emerald deposits: an overview of
emerald deposits in the Borborema Province, Northeastern Brazil*

José Ferreira de Araújo Neto¹ , Lauro Cézar Montefalco de Lira Santos^{1,2} , Glenda Lira Santos¹ 

¹Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Avenida da Arquitetura, s/n, CEP: 50740-550, Recife, PE, BR (ferreira.araujo2@ufpe.br; lauro.lsanatos@ufpe.br; glenda.lira@ufpe.br)

²Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, Departamento de Geologia, Recife, PE, BR

Recebido em 29 de dezembro de 2020; aceito em 14 de abril de 2021.

Resumo

Esmeralda é uma variedade de berilo na cor verde-grama, uma das mais raras e valiosas gemas do mundo. Além das características magmáticas e metamórficas particulares de cada depósito, descontinuidades crustais sempre estão presentes, interpretadas como os meios físicos para a canalização dos fluidos mineralizantes. Exemplos importantes são observados nos depósitos de Habachtal na Áustria e de Carnaíba e Santa Terezinha de Goiás, no Brasil. Na Província Borborema (Nordeste do Brasil), a conexão entre zonas de cisalhamento e ocorrências de esmeralda tem despertado interesse científico e comercial, principalmente quanto às estruturas associadas a pegmatitos berilíferos. Neste trabalho, apresentamos uma revisão sobre a evolução do conhecimento de mineralizações de esmeralda em zonas de cisalhamento, com esquemas de classificação recentes, principais modelos esquemáticos adaptados e enfoque nos controles geológicos dos principais depósitos do Nordeste brasileiro. Na região de Fazenda Bonfim (Rio Grande do Norte), o desenvolvimento de flogopititos esmeraldíferos deu-se em zonas metassomáticas, enquanto nas ocorrências de Tauá e Coqui (Ceará) a mineralização está associada a corpos pegmatíticos em faixas de flogopita-xistos e tremolititos, ambos fortemente afetados por tectônica transcorrente. No depósito de Paraná (Rio Grande do Norte), tem-se interpretado um componente extensional concomitante à transcorrência, que possibilitou a interação entre fluidos pegmatíticos contendo berílio e rochas metabásicas ricas em elementos cromóforos. Concluímos que o regime de deformação dúctil ligado às zonas de cisalhamento regionais representa um dos mais importantes metalotectos para a prospecção de esmeralda na Província Borborema.

Palavras-chave: Depósitos controlados por zonas de cisalhamento; Esquemas de classificação; Modelos genéticos; Subprovíncia Setentrional.

Abstract

Emerald is a grass-green beryl variety, and one of the rarest and most valuable gems in the world. Besides the magmatic and metamorphic characteristics of each deposit, crustal discontinuities are always present, being interpreted as the physical means for channeling mineralizing fluids. Important examples are seen in the Habachtal deposit in Austria, Carnaíba and Santa Terezinha de Goiás deposits in Brazil. In the Borborema Province (Northeastern Brazil), the connection between shear zones and emerald occurrences has aroused scientific and commercial interest, especially regarding structures associated with beryllium pegmatites. In this paper, a review on the evolution of knowledge of shear zone-related emerald mineralizations is developed, with recent classification schemes and adapted main schematic models, with a focus on the geological controls of the main deposits in northeastern Brazil. In the Fazenda Bonfim region (Rio Grande do Norte State), the development of emerald-bearing phlogopitites occurred in metasomatic zones. In the occurrences of Tauá and Coqui (Ceará State), mineralization is associated with pegmatite veins in phlogopite-schist and tremolite bands, both strongly affected by strike-slip tectonics. In the Paraná deposit (Rio Grande do Norte State), an extensional component has been interpreted to be concomitant to the transcurrent tectonics, allowing the interaction between beryllium-bearing pegmatitic fluids and metabasic rocks containing chromophore elements. In conclusion, the ductile deformation regime linked to the regional shear zones represents one of the most important controls for prospecting emerald in the Borborema Province.

Keywords: Shear-zone controlled deposits; Classification schemes; Genetic models; Northern Subprovince.

INTRODUÇÃO

O termo esmeralda deriva do grego *smaragdus*, que significa “gema verde”. Registros da sua exploração e comércio, bem como de sua utilização em ornamentos pessoais, amuletos e joias, datam da Antiguidade, por volta de 2000 a.C., nos antigos Egito e Índia (Sinkankas, 1989). No Brasil, as primeiras ocorrências foram oficialmente descobertas na região de Brumado, no estado da Bahia, em 1912, mas o país só passou a figurar entre os maiores produtores do mundo a partir da década de 1980, após o descobrimento de diversas jazidas com cristais de qualidade gemológica nos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás (Cornejo e Bartorelli, 2010).

Por se tratar de um dos minerais gemológicos mais valiosos do mundo, estudos sistemáticos de depósitos de esmeralda e das condições sob as quais eles se formaram logo se tornaram foco de geólogos e mineralogistas por todo o globo. Definida como uma variedade gemológica de berilo, cuja cor verde se dá pela presença de traços de cromo e/ou vanádio em sua estrutura cristalina, a esmeralda teve seus aspectos genéticos inicialmente estudados com base nas fontes de berílio e de cromo e/ou vanádio. A natureza das rochas hospedeiras e fornecedoras de berílio e elementos cromóforos guiaram a criação dos primeiros esquemas de classificação genética para ocorrências de esmeralda (cf. Schwarz, 1987; Kazmi e Snee, 1989).

Apesar dos esforços válidos desses esquemas preliminares, diversas ambiguidades nas variáveis propostas e a introdução de novas teorias para formação de esmeralda levaram a modelos de classificação cada vez mais robustos. Schwarz e Giuliani (2001) e Schwarz et al. (2001) propuseram uma classificação em dois tipos principais de depósitos, tomando como base esquemas preliminares desenvolvidos para depósitos de esmeralda brasileiros: depósitos relacionados a intrusões graníticas e depósitos controlados por estruturas tectônicas.

Esse modelo, apesar de amplamente utilizado, não levava em consideração que as duas condições propostas não são excludentes, ou seja, mineralizações associadas a intrusões graníticas podem ser controladas por estruturas tectônicas e vice-versa, de modo que diversos depósitos poderiam ser classificados de forma imprecisa (Zwaan, 2006). Nos anos subsequentes, vários trabalhos demonstraram a importância das zonas de cisalhamento como mecanismo fundamental para o transporte de fluidos metassomáticos formadores de esmeralda, mesmo em mineralizações intimamente ligadas a granitos e pegmatitos (cf. Moraes, 2000; Zwaan, 2006; Zwaan et al., 2012; Santiago et al., 2019). Esses avanços no conhecimento geológico-genético levaram Giuliani et al. (2019) a propor uma classificação aperfeiçoada, que contempla atividade tectônica, ambiente geológico, tipo de rocha hospedeira, grau de metamorfismo, entre outras considerações.

Nesse sentido, este trabalho tem como objetivo apresentar uma revisão das condições geológicas de formação de esmeralda e das classificações genéticas de depósitos, com destaque para o papel das zonas de cisalhamento na formação dessas mineralizações. Para isso, tomamos como base diversos esquemas de classificação propostos e alguns dos principais exemplos de jazidas brasileiras e do mundo. Adicionalmente, buscamos trazer um olhar mais detalhado para os depósitos e ocorrências de esmeralda da Província Borborema, Nordeste do Brasil, uma vez que as informações sobre eles são escassas e/ou temporalmente espaçadas, dificilmente figurando em trabalhos de revisão de alcance mais amplo. A Província Borborema apresenta-se como um excelente estudo de caso, tendo em vista que sua configuração tectônica-estrutural ao fim do evento de colagem orogênica brasileira (800 – 500 Ma; Brito Neves et al., 2014) favoreceu uma série de mineralizações ao longo de zonas de cisalhamento que se desenvolveram durante esse período.

EVOLUÇÃO DOS MODELOS GENÉTICOS

No modelo clássico de formação, também conhecido por tipo xisto (*schist-type*) ou hospedado em xisto (*schist hosted*), a esmeralda cristaliza-se no interior de biotita ou flogopita xistos (biotititos e/ou flogopititos). Estes são desenvolvidos em zona metassomatizada por metamorfismo de contato, doravante referida como zona metassomática de contato (*blackwall zone*) entre pegmatitos que contenham Be e rochas máficas e ultramáficas que contenham Cr e/ou V (Figura 1) (Fersmann, 1929; Schwarz, 1987). Nesse modelo, o metasomatismo é responsável pela conversão da rocha máfica/ultramáfica em uma rocha micácea que contém esmeralda e pela transformação do pegmatito granítico em um pegmatito dessilicado, i.e., formado pela dissolução de sílica, o que resulta em composições tipicamente abundantes em plagioclásio e pobres em quartzo e K-feldspato (Walton, 2004).

A mais conhecida exceção a esse modelo é a esmeralda colombiana, uma vez que ocorre em veios e bolsões ricos em carbonatos, silicatos e pirita alojados em sucessões de folhelhos negros e calcários. Essa mineralização deu-se em razão de processos de circulação hidrotermal sem evidências claras de magmatismo associado, caracterizando um tipo de depósito denominado de “hidrotermal” ou “sedimentar” (Schwarz, 1987; Giuliani et al., 1995; Schwarz et al., 2002; Groat et al., 2008). Nesse caso, tanto Be quanto Cr e V estariam aprisionados como elementos traço em folhelhos negros, sendo apenas liberados para a formação de esmeralda após reações entre a matéria orgânica dos folhelhos com o enxofre resultante da interação entre H_2S e salmouras hidrotermais ricas em sulfatos (Ottaway et al., 1994).

Grundmann e Morteani (1989) constataram que a formação de esmeralda nos depósitos de Habachtal (Áustria)

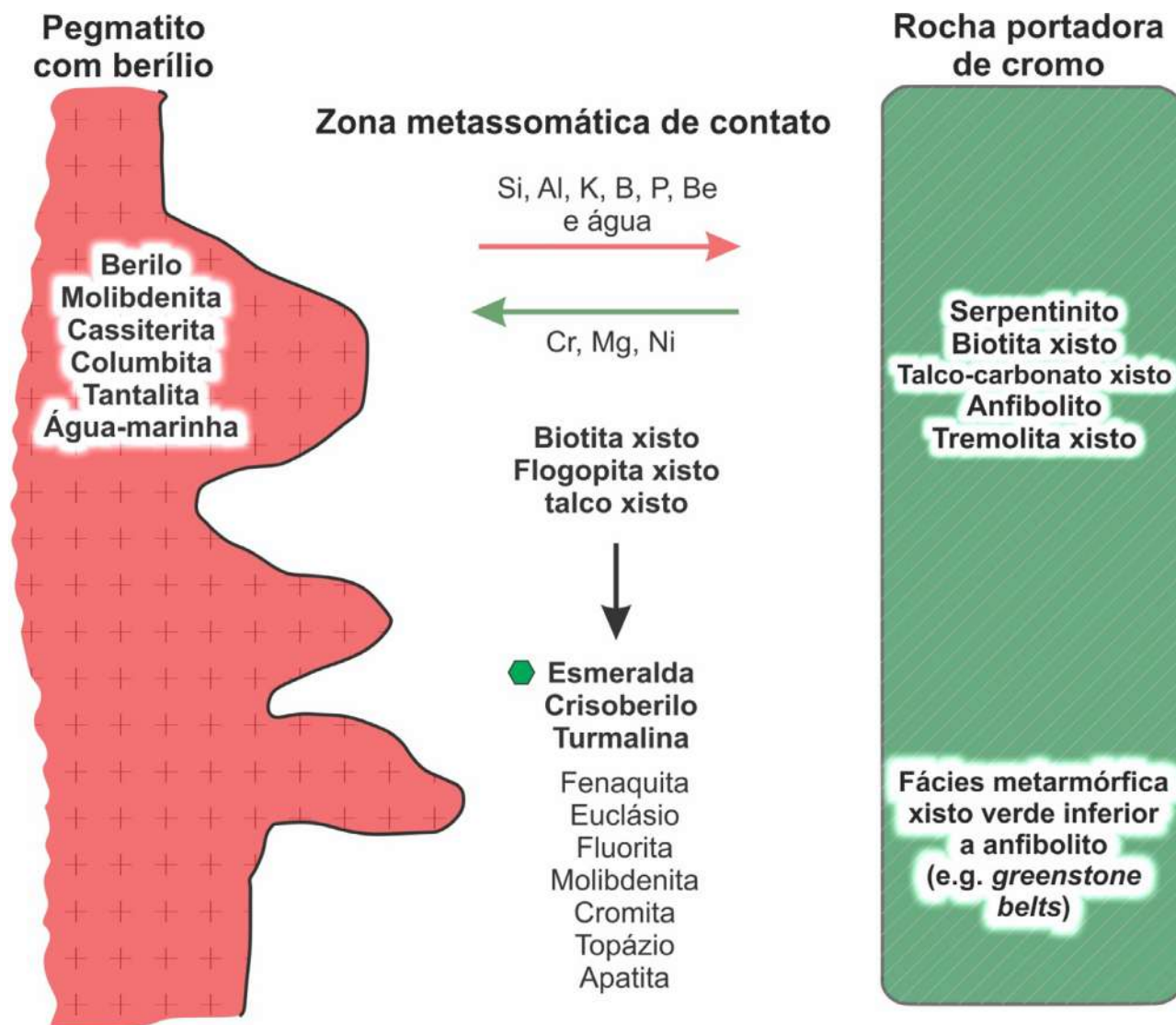


Figura 1. Modelo esquemático para a formação de depósitos de esmeralda do “tipo xisto” segundo Walton (2004).

e Leydsdorp (África do Sul) não se encaixava em nenhum dos tipos anteriormente descritos. Nesses depósitos, a esmeralda é encontrada em zonas metassomatizadas associadas a rochas ultramáficas formadas por reações sin- e pós-tectônicas durante metamorfismo de baixo grau sem contribuição de fusões magmáticas.

Ao longo dos anos, diversos autores buscaram agrupar os depósitos de esmeralda em diferentes classificações, com base em parâmetros físicos, aspectos mineralógicos, geoquímicos ou até mesmo combinando esses dados com idade de formação e composição isotópica (e.g., Schwarz, 1987; Kazmi e Snee, 1989; Giuliani et al., 1990; Dereppe et al., 2000; Schwarz e Giuliani, 2001; Schwarz et al., 2001; Barton e Young, 2002; e outros). Destaca-se aqui a classificação de Giuliani et al. (1990) para depósitos brasileiros,

atualizada em Giuliani et al. (1997), que caracteriza os depósitos de esmeralda em dois tipos principais: tipo I, correspondente ao modelo clássico “hospedado em xisto”, em zonas metassomáticas associadas a rochas máfica-ultramáficas e pegmatitos (e.g. Carnaíba e Socotó, Bahia); e tipo II, estratiforme, onde a infiltração de fluidos hidrotermais se deu a partir estruturas tectônicas como zonas de cisalhamento (e.g. Santa Terezinha de Goiás, Goiás).

Essa classificação binária foi expandida por Schwarz e Giuliani (2001) e Schwarz et al. (2001), incluindo diversos depósitos de esmeralda do mundo e caracterizando subdivisões do tipo I com base na presença ou ausência de xisto em contato com pegmatitos, bem como subdividindo o tipo II em xistos na ausência de pegmatitos e folhelhos negros com veios e brechas.

Nesse contexto, diversos depósitos magmáticos associados à atividade tectônica não poderiam ser classificados corretamente sem gerar ambiguidades, pois, assim como depósitos do tipo I podem apresentar fluidos canalizados por estruturas tectônicas, os do tipo II não necessariamente descartam a conexão com intrusões ígneas mais profundas (Zwaan, 2006; Groat et al., 2008, 2014). Zwaan (2006) aponta uma série de inconsistências nas diversas classificações propostas até então, assinalando que cristais de esmeralda de boa qualidade podem ocorrer em diferentes ambientes geológicos, contanto que algumas condições básicas sejam atendidas:

- disponibilidade de berílio, cromo (e/ou vanádio);
- meio de transporte para a junção desses elementos;
- condições de temperatura em que a esmeralda seja estável, usualmente entre 600 e 300°C;

- espaço suficiente para o crescimento de cristais bem formados e transparentes.

A necessidade de uma classificação cada vez mais precisa, as diversas controvérsias nos modelos usuais e o entendimento da importância da atividade tectônica para a formação de esmeralda levaram Giuliani et al. (2019) a propor uma classificação revisada para depósitos de esmeralda (Tabela 1), que divide as ocorrências em dois tipos principais:

- Tipo I: Tectono-magmático, com subtipos hospedados em: (IA) rochas máfica-ultramáficas, (IB) rochas sedimentares e (IC) rochas graníticas;
- Tipo II: Tectono-metamórfico, com subtipos hospedados em: (IIA) rochas máfica-ultramáficas, (IIB) rochas sedimentares, (IIC) rochas metamórficas e (IID) depósitos

Tabela 1. Alguns dos principais esquemas de classificação tipológica para depósitos de esmeralda.

		Tipo I		Tipo II	
		Tipo I		Tipo II	
Giuliani et al. (1990)	Tipos de depósito	Associados a rochas máfica-ultramáficas, granitos proximais e pegmatitos		Biotita xistos esmeraldíferos desenvolvidos em zonas de cisalhamento na ausência de pegmatitos	
	Exemplos	Carnaíba e Socotó (Brasil)		Santa Terezinha de Goiás (Brasil)	
Giuliani et al. (1997)	Tipos de Depósito	Tipo xisto, associado a pegmatitos e rochas básicas e/ou ultrabásicas		Estratiforme, na ausência de pegmatitos, formado por infiltração de fluidos hidrotermais controlados por estruturas tectônicas	
	Exemplos	Carnaíba, Socotó, Itabira, Tauá e Coqui (Brasil)		Itaberaí, Santa Terezinha de Goiás (Brasil)	
Schwarz e Giuliani (2001); Schwarz et al. (2001)	Tipos de depósito	Tipo I		Tipo II	
	Subtipos	Relacionado a intrusões graníticas		Controlado por estruturas tectônicas	
	Exemplos	Pegmatito com xisto na zona de contato		Xistos na ausência de pegmatitos	
Giuliani et al. (2019)	Tipos de depósito	Tectono-magmático		Tectono-metamórfico	
	Subtipos	Hospedado em rochas máfica-ultramáficas (IA), rochas sedimentares (IB), rochas graníticas (IC)		Hospedado em rochas máfica-ultramáficas (IIA), rochas sedimentares (IIB), rochas metamórficas (IIC). Depósitos do tipo I metamorfizados ou relacionados a fontes graníticas ocultas e depósitos não classificados são considerados do subtipo IID.	
	Exemplos	IA: Carnaíba, Socotó, Fazenda Bonfim (Brasil), Sandawana (Zimbábue); IB: Emmaville (Austrália); IC: Kaduna (Nigéria)		IIA: Habachtal (Áustria), Santa Terezinha de Goiás (Brasil); IIB: Cinturões Oriental e Ocidental (Colômbia); IIC: Hiddenite (EUA); IID: Poona (Austrália)	

do tipo I metamorfizados ou relacionados a intrusões graníticas ocultas e alguns depósitos não classificados.

Do ponto de vista econômico, os depósitos tectono-magmáticos do tipo IA e tectono-metamórficos do tipo IIB e IIC correspondem aos mais importantes em termos de volume e qualidade do material produzido. Os tectono-metamórficos do tipo IIA, são, por vezes, considerados de menor importância econômica por conta do tamanho reduzido e da disseminação dos cristais de esmeralda, além dos custos maiores para a mineração artesanal. No entanto, devem ser considerados na prospecção em *greenstone belts* e sequências metavulcanossedimentares arqueanas e pré-cambrianas.

DEPÓSITOS DE ESMERALDA E ZONAS DE CISALHAMENTO

O papel das zonas de cisalhamento na formação de esmeralda, bem como sua contribuição em depósitos magmáticos, vem sendo cada vez mais abordado em âmbito internacional e nacional (Zwaan, 2006; Zwaan et al., 2012; Araújo Neto et al., 2019; Santiago et al., 2019). Em sua classificação de depósitos de esmeralda, Giuliani et al. (2019) reconhecem que todos os modelos genéticos requerem algum nível de atividade tectônica. A continuidade dessa atividade pode resultar em metamorfismo de depósitos magmáticos e sedimentares existentes, e, em níveis crustais mais profundos, a fusão parcial pode dificultar a distinção entre depósitos tipicamente metamórficos ou magmáticos. Dessa forma, para cada situação, faz-se necessária uma avaliação criteriosa da extensão do tectonismo na formação da mineralização, balizada por evidências estruturais, metamórficas, geocronológicas etc. Formação em múltiplos estágios e remobilização de elementos durante eventos deformacionais também devem ser levadas em consideração.

A ação do metamorfismo regional na formação de rochas mineralizadas em esmeralda é reconhecida desde os trabalhos pioneiros nos depósitos de Habachtal e Leydsdorp (Grundmann e Morteani, 1989 e referências nele contidas), onde a mineralização ocorre predominantemente em biotita, clorita, actinolita e talco xistos (Figura 2). De acordo com Grundmann e Morteani (1989), diversas evidências apontam para uma origem metamórfica regional:

- textura *augen* nos metagranitos e metapegmatitos do embasamento;
- crescimento polifásico com deformação simultânea indicada em traços de inclusão sigmoides em cristais de esmeralda intensamente zonados;
- ausência de evidências de metamorfismo de contato nos minérios de esmeralda ou nas rochas encaixantes imediatas;

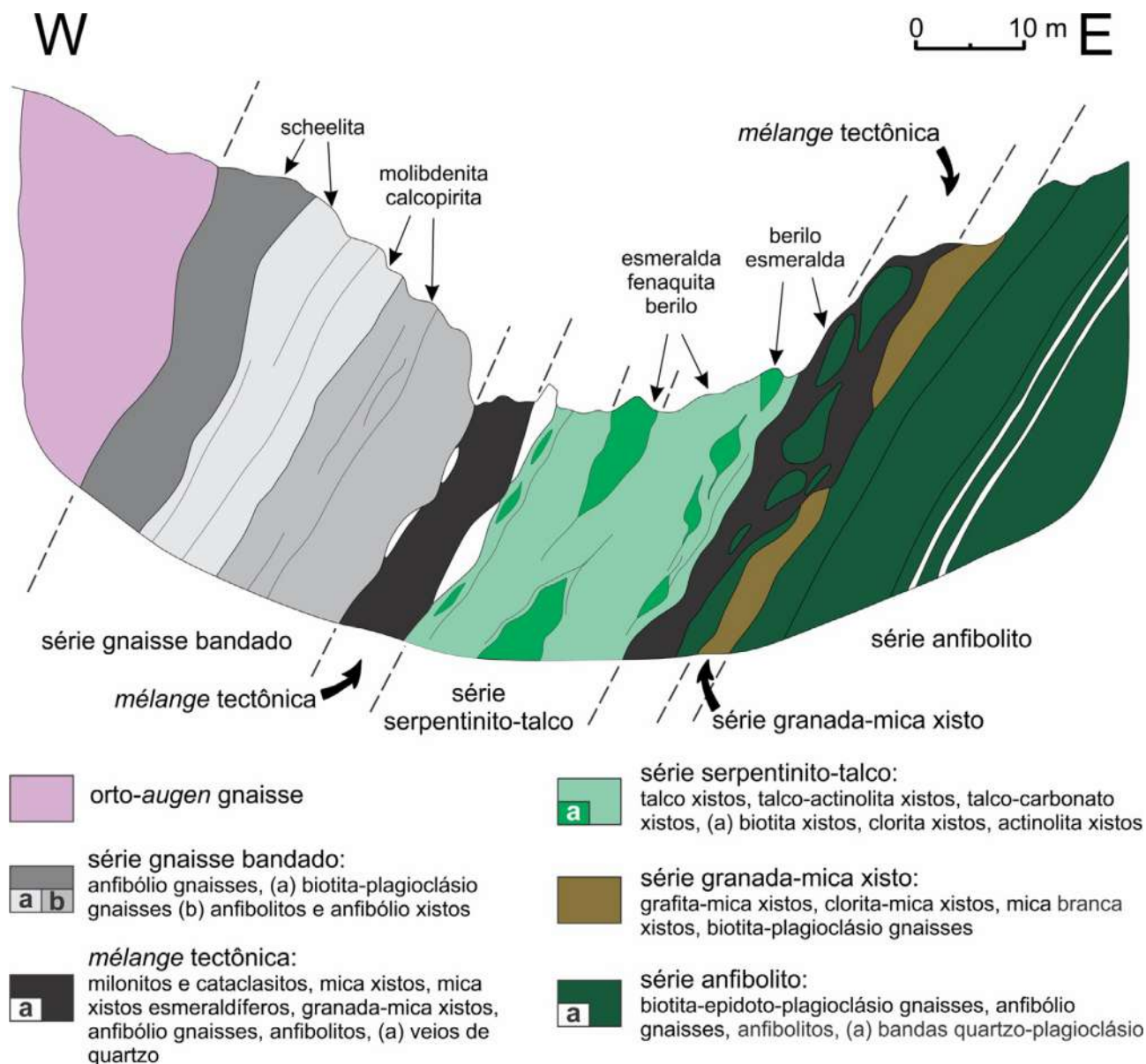
- padrões de fracionamento de elementos terras raras e razões Yb/Ca *versus* Tb/Ca de cristais de fluorita coexistentes com esmeralda que indicam a existência de um fluido abundante não pegmatítico durante a formação da esmeralda, provavelmente ligado a exalações vulcânicas submarinas.

Por outro lado, Zwaan (2006) assinala que interpretações nos casos em que as fontes pegmatíticas de berílio não estejam expostas devem ser feitas com precaução. Fluidos provenientes de pegmatitos (ocultos em superfície) podem percorrer um longo caminho, especialmente ao longo de rochas intensamente cisalhadas. A hipótese de uma influência magmática em Habachtal é suportada pela presença de pegmatitos em regiões próximas ao depósito (Satir, 1974; Schulz et al., 2001) e pelos altos teores de Cs nos cristais de esmeralda (Calligaro et al., 2000), o que o aponta como depósito tipo IID (Giuliani et al., 2019), resultado de uma provável remobilização metamórfica de um depósito tipo IA.

Em Sandawana, Zimbábue, a esmeralda ocorre em zonas metassomáticas no contato entre rochas ultramáficas e pegmatitos graníticos. Esses pegmatitos intrudiram rochas do *greenstone belt* Mweza antes e/ou durante um grande evento deformacional neoarqueano (2,6 Ga; Zwaan, 2006), o que caracteriza esse depósito como tectono-magmático do tipo IA (Giuliani et al., 2019). De acordo com Zwaan (2006), metassomatismo potássico e sódico deram-se de forma sintectônica, com fluidos ricos em Na, que continham F, P, Li, Be e Cr, canalizados e injetados através de zonas de cisalhamento, levando tanto à albitização dos pegmatitos preexistentes quanto à flogopitização das rochas ultramáficas encaixantes (Figura 3). Evidências de deformação dúctil coeva são registradas pela presença de microzonas de cisalhamento, bandas diferenciadas de anfíbio-flogopita xisto e pegmatitos com estruturas dobradas, *boudinage* e *pinch-and-swell*. Domínios de baixa pressão nessas estruturas favoreceram também o crescimento de cristais de esmeralda de qualidade gemológica.

Principais depósitos do Brasil

No Brasil, os depósitos de esmeralda caracteristicamente magmáticos, com origem do fluido metassomática-hidrotermal, tais como os da região de Itabira-Nova Era (MG) e de Carnaíba (BA), possuem uma forte associação com estruturas tectônicas (depósitos tectono-magmáticos; Giuliani et al., 2019). As mineralizações de esmeralda no distrito mineiro Itabira-Nova Era em Minas Gerais, responsável pela maior parte da produção de esmeralda no Brasil, dão-se em uma extensão de aproximadamente 5 km entre as minas de Capoeirana, Piteiras e Belmont e ocorrem alojadas em zonas de cavalgamento na borda sudoeste do Cráton São Francisco. Essas zonas proporcionaram a circulação de



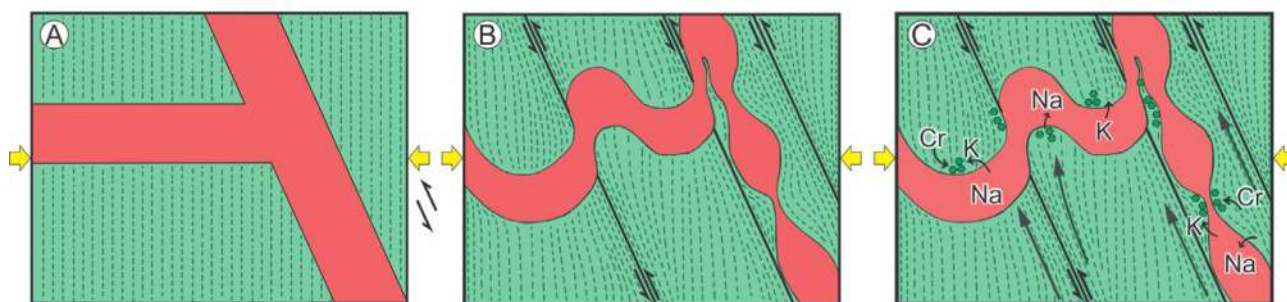
Fonte: modificada de Grundmann e Morteani (1989).

Figura 2. Seção geológica simplificada do depósito de Habachtal (Áustria).

fluidos hidrotermais durante a Orogênese Brasileira (508 Ma; Giuliani et al., 1997; Giuliani et al., 2019). Os fluidos interagiram com granitos deformados (Granito Borrachudos) e pegmatitos ricos em Be, bem como rochas metabásicas e/ou metaultrabásicas que continham Cr e V (Rondeau et al., 2003) (Figura 4).

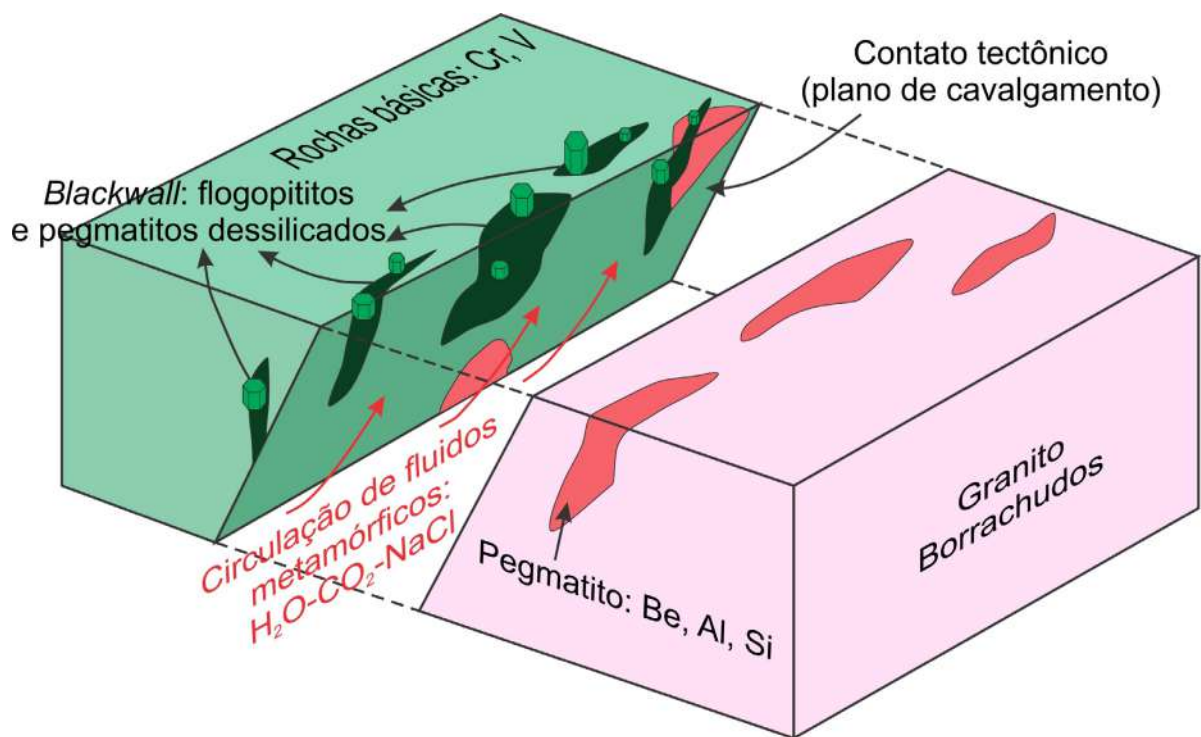
A mineralização de esmeralda em Carnaíba, Bahia, ocorre nas proximidades do Granito de Carnaíba, em uma zona de alteração metassomática (flogopititos) desenvolvida entre pegmatitos dessilicados e rochas básicas encaixantes do cinturão metavulcanossedimentar de Jacobina (Giuliani

et al., 1990). Griffon et al. (1967) apontam para a importância de várias fases tectônicas superpostas, tanto ligadas à ascensão do Granito de Carnaíba quanto à tectônica regional da Serra da Jacobina para o desenvolvimento da jazida em Carnaíba (Figura 5). De acordo com Schwarz (1987), a formação de esmeralda nessa região estaria associada à fase tarditectônica, com mineralizações encontradas em zonas de maior influência tectônica que contêm faixas frequentemente milonitizadas. Rudowski (1989) enfatiza que o Granito de Carnaíba não era previamente enriquecido em berílio (5 a 11 ppm de Be) e, portanto, o desenvolvimento de esmeralda



Fonte: adaptada de Zwaan (2006).

Figura 3. Processo de formação de esmeralda no depósito de Sandawana, envolvendo atividades magmáticas e tectônicas. Em (A) há intrusão de pegmatito (em vermelho) contendo elementos raros imediatamente antes e/ou durante o principal estágio de deformação; (B) compressão e cisalhamento ocorrem de forma simultânea, causando dobramento e estruturas boundinadas e do tipo *pinch-and-swell*; (C) infiltração de fundidos tardios ricos em Na ao longo das zonas de cisalhamento, causando metassomatismo de pegmatitos e alterações no contato com rochas ultramáficas (em verde) e resultando na formação de cristais de esmeralda em zonas de baixa pressão.



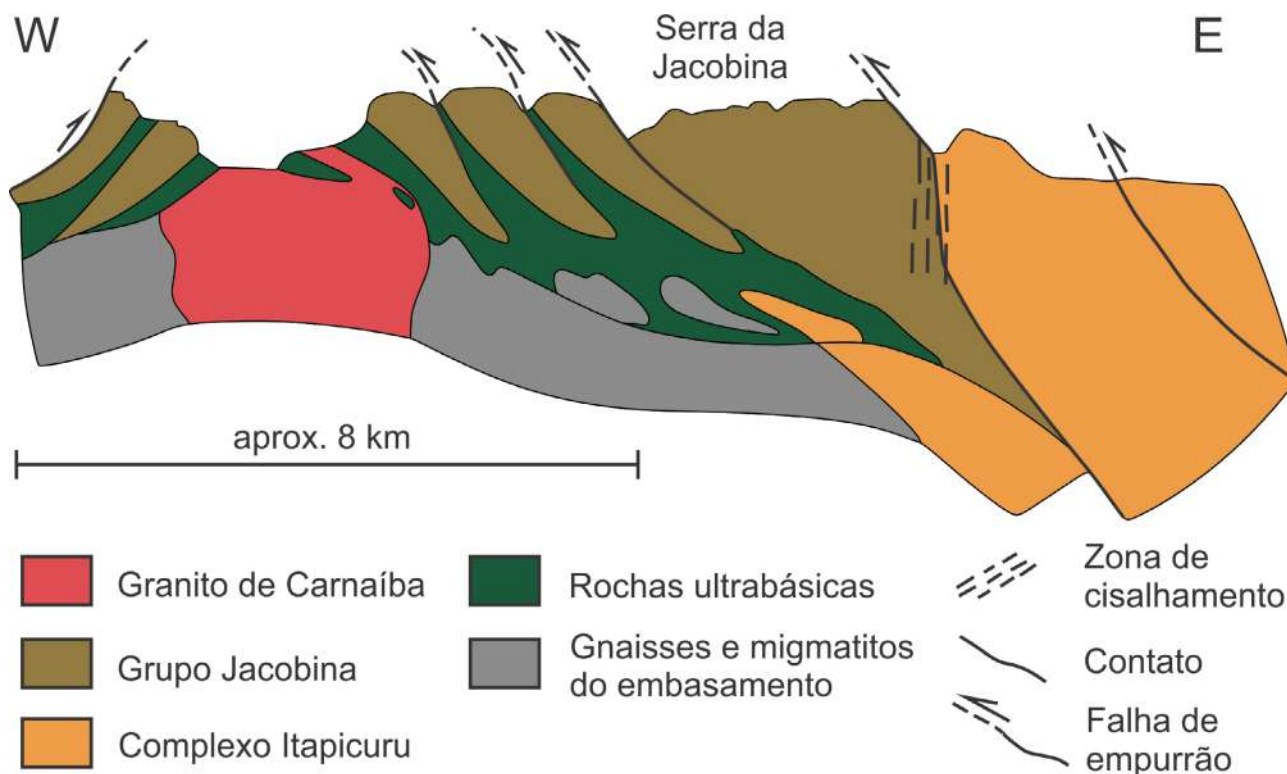
Fonte: adaptada de Rondeau et al. (2003).

Figura 4. Diagrama esquemático para a formação de esmeralda na região de Capoeirana, Piteiras e Belmont. O fluido hidrotermal de origem metamórfica (seta vermelha) percolou durante a Orogênese Brasileira (508 Ma) na interface tectônica entre o granito deformado que continha pegmatitos berilíferos e rochas básicas que continham cromo e vanádio. A esmeralda cristalizou em flogopititos e pegmatitos dessilicados.

nas rochas encaixantes estaria relacionado, sobretudo, à eficácia dos flogopititos como armadilha metassomática ideal para as mineralizações.

Na região central do estado de Goiás, o depósito de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás corresponde ao melhor

exemplo de depósito tectono-metamórfico do Brasil. A ausência de veios pegmatíticos e o desenvolvimento da esmeralda em xistos ao longo de zonas de cisalhamento destacaram a necessidade de separar o depósito de Santa Terezinha dos demais depósitos brasileiros desde os trabalhos pioneiros de



Fonte: adaptada de Santana et al. (1995). Unidades litológicas segundo Couto (2000).

Figura 5. Seção geológica esquemática da região de Carnaíba, na Serra da Jacobina.

classificação tipológica de Schwarz (1987) e Giuliani et al. (1990). No modelo mais recente, é considerado um depósito do tipo IIA (tectono-metamórfico hospedado em rochas máfica-ultramáficas; Giuliani et al., 2019). A esmeralda é encontrada na sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha (Figura 6), em vênulas de quartzo hidrotermal, no interior de massas carbonatadas que podem conter talco e clorita, ou inserida em flogopititos, talco xistos e/ou clorita flogopititos que envolvem núcleos carbonatados (Biondi, 1990).

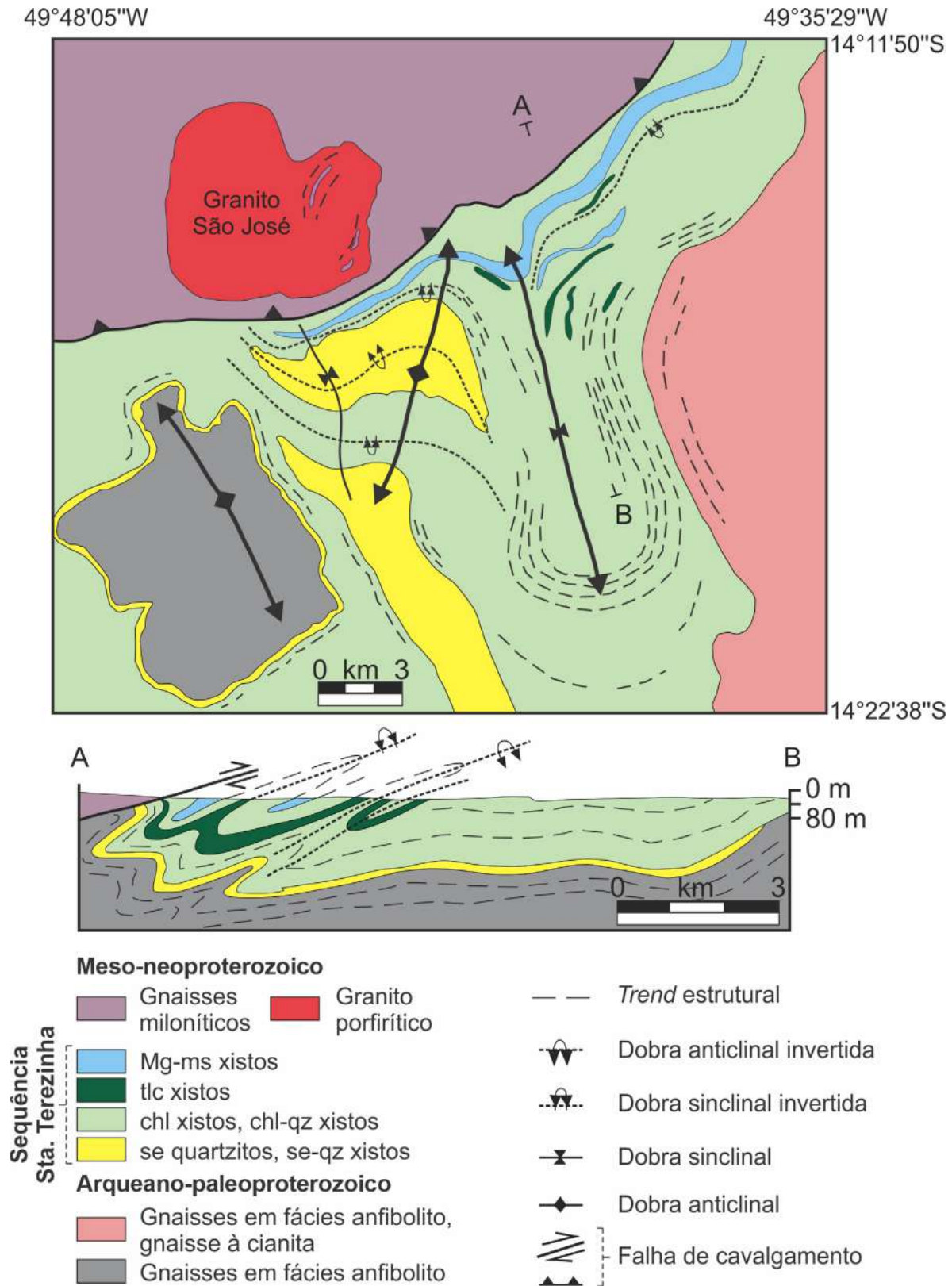
O início do processo hidrotermal e a consequente mineralização em Santa Terezinha de Goiás deu-se de forma sintectônica ao cisalhamento gerado durante a Orogênese Brasileira. O minério está associado às camadas confinadas a dobras recumbentes e em bainha, superpostas por dobras isoclinais e normais, seguidas por deslocamentos e fraturas de alto ângulo (Biondi, 1990; Fuck et al., 2007). A migração de fluidos hidrotermais foi proporcionada pela deformação dúctil-frágil por meio de planos de fratura e foliação, lineação de estiramento e quaisquer outros canais formados por contatos litológicos mais permeáveis (Giuliani et al., 1997).

Análises da composição isotópica de δD em esmeralda e flogopita apontam para a origem tanto metamórfica quanto magmática do fluido mineralizante em Santa Terezinha (Giuliani et al., 1997); entretanto, uma origem metamórfica

tem sido apresentada em razão da ausência de granitos e pegmatitos, da baixa concentração de berílio na sequência vulcanossedimentar ($Be < 2$ ppm) e do forte controle estrutural por zonas de cisalhamento (Giuliani et al., 2019). Além disso, cristais de flogopita do flogopitito mineralizado forneceram idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 520 ± 2 Ma intimamente ligadas à deformação brasileira (Ribeiro-Althoff et al., 1997). Em contrapartida, Aurisicchio et al. (2018) apontam que o elevado conteúdo de Cs suporta a hipótese de que fluidos magmáticos possam ter se misturado com fluidos de origem metamórfica durante a cristalização de esmeralda, corroborando diversos trabalhos que sugerem que o granito porfirítico sintectônico São José, localizado a pouco mais de 5 km a noroeste do depósito, seja a possível fonte de Be para a esmeralda (D'el-Rey Silva e Giuliani, 1988; Giuliani et al., 1990; D'el-Rey Silva e Barros Neto, 2002; Fuck et al., 2007).

DEPÓSITOS DE ESMERALDA NA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (Almeida et al., 1981) é caracterizada por domínios gnáissico-migmatíticos com idades que variam do Arqueano ao Paleoproterozoico e que ocorrem



Fonte: adaptada de D'el-Rey Silva e Barros Neto (2002).

chl: clorita; Mg-ms: muscovita magnésiana; qz: quartzo; tlc: talco; se: sericita.

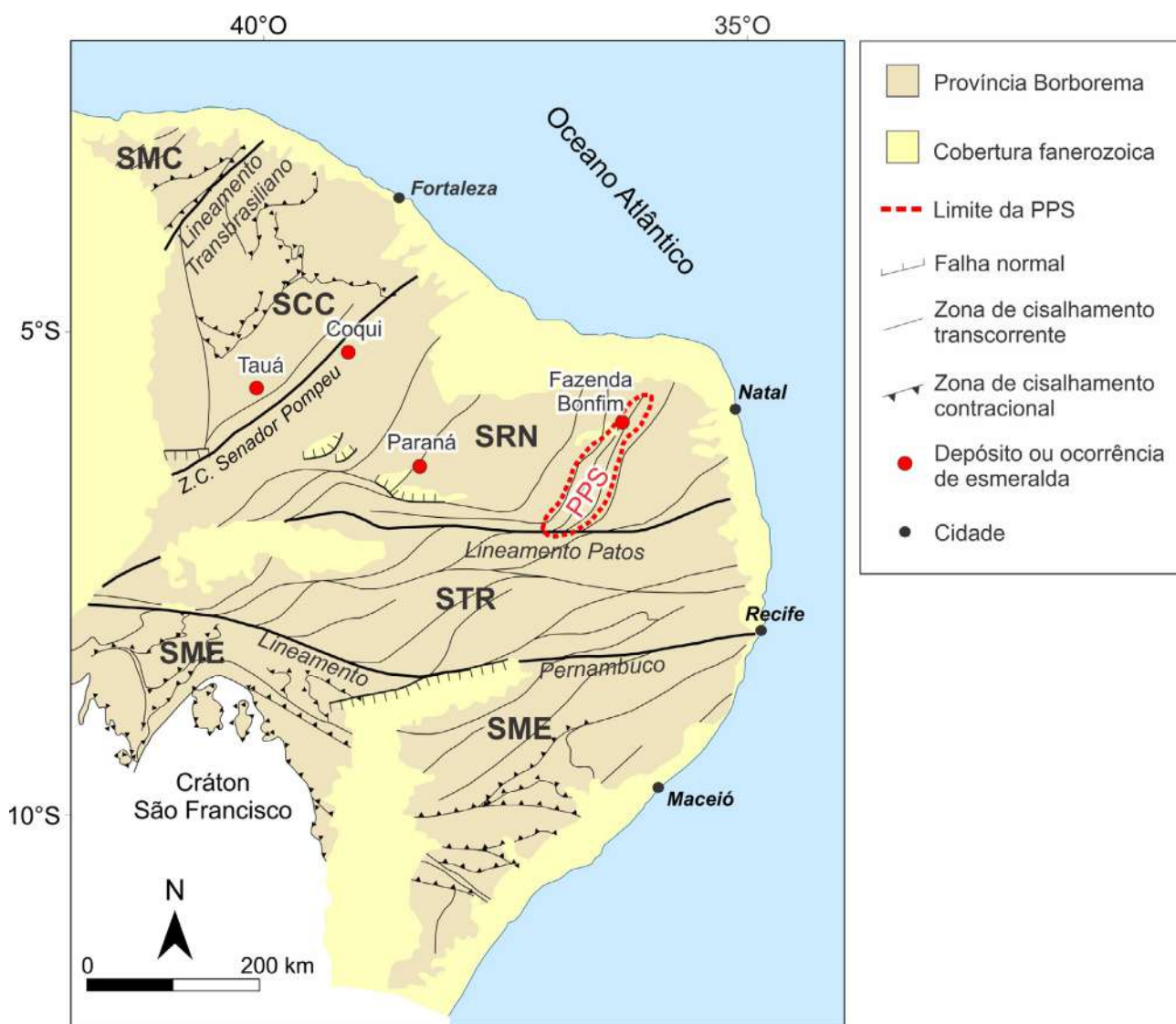
Figura 6. Mapa geológico e perfil geológico simplificados do distrito esmeraldífero de Santa Terezinha de Goiás.

sotopostos ou em contato tectônico com domínios cedo a tarde neoproterozoicos, englobando sequências de rochas supracrustais intrudidas por vasto magmatismo granítico, sendo fortemente deformada durante a Orogênese Brasileira-Panafricana (Brito Neves et al., 2000, 2014).

Diversos autores, com base em dados estruturais, geofísicos e geocronológicos, dividem a Borborema em domínios ou subprovíncias limitadas por lineamentos e/ou zonas de cisalhamento de escala regional a continental (e.g., Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2008; Santos et al., 2010; Santos et al., 2017, 2018). De acordo com a revisão realizada por Santos et al. (2014) e referências ali contidas, podem ser reconhecidas:

- três subprovíncias ao norte da Zona de Cisalhamento Patos, denominadas de Médio Coreáú, Ceará Central e Rio Grande do Norte (juntas, convencionalmente conhecidas como Subprovíncia Norte ou Setentrional);
- a Subprovíncia Transversal, situada entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco;
- a Subprovíncia Meridional, que se encontra ao sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco (Figura 7).

Considerada o maior evento tectônico que moldou as províncias neoproterozoicas sul-americanas, a Orogênese Brasileira-Panafricana apresenta grande representatividade não só na Província Borborema como em todos os cinturões



Fonte: modificado de Santos et al. (2014).

PPS: Província Pegmatítica do Seridó; SMC: Subprovíncia Médio Coreáú; SCC: Subprovíncia Ceará Central; SRN: Subprovíncia Rio Grande do Norte; STR: Subprovíncia Transversal; SME: Subprovíncia Meridional.

Figura 7. Localização dos principais depósitos e ocorrências de esmeralda da Província Borborema.

orogênicos que compõem o Gondwana Ocidental, concebendo importantes evidências para a reconstrução desse supercontinente, especialmente ao conectar o nordeste do Brasil ao centro-oeste da África (Caxito et al., 2020; e referências ali contidas). Segundo Brito Neves et al. (2014), a colagem orogênica crustal brasileira deu-se em quatro intervalos distintos:

- eocriogeniano (ca. 800 – 750 Ma);
- tardicriogeniano-coediacarano (ca. 660 – 610 Ma);
- eo-médio ediacarano (ca. 590 – 560 Ma);
- tardicambriano (520 – 500 Ma).

Os estágios finais dessa colagem orogênica são marcados por uma rede complexa de zonas de cisalhamento dúctil transcorrentes de natureza transcontinental (600 – 500 Ma; Vauchez et al., 1995; Archanjo et al., 2008; Ganade de Araújo et al., 2014).

A estruturação final da Província Borborema ao fim da era Neoproterozoica e início do período Cambriano favoreceu a formação de diversos depósitos e/ou ocorrências minerais (e.g. Araújo et al., 2005; Pereira et al., 2019), incluindo ocorrências de esmeralda confinadas ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes, cujo pico metamórfico foi estimado em 566 ± 6 Ma (Viegas et al., 2014).

Os principais depósitos e/ou ocorrências aqui abordados são: Fazenda Bonfim (RN), Tauá e Coqui (CE) e Paraná (RN) (Figura 7).

Fazenda Bonfim

O depósito de Fazenda Bonfim, no centro-leste da Subprovíncia Rio Grande do Norte, é o mais recém-descoberto da Província Borborema. A esmeralda de Lajes, Caiçara do Rio dos Ventos e São Tomé, como foi inicialmente chamada, teve seu descobrimento de forma inesperada durante pesquisas de rochas ultrabásicas anômalas em Cr e Ni na região (Cavalcanti Neto e Barbosa, 2007). O depósito de esmeralda está situado na Faixa Seridó, região amplamente reconhecida pela presença de mais de 700 pegmatitos graníticos mineralizados em elementos raros (berílio, tântalo, nióbio, estanho), da Província Pegmatítica do Seridó, classicamente denominada de Província Pegmatítica da Borborema (Da Silva et al., 1995; Beurlen et al., 2009; Santos et al., 2014).

Esses pegmatitos constituem fases tardias da atividade magmática brasileira-panafricana (Souza Neto et al., 2008) e tiveram suas idades entre 480 e 510 Ma (U-Pb em uraninita; Ebert, 1970), em $523,1 \pm 1,1$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita; Araújo et al., 2005) e entre $509,5 \pm 2,9$ Ma e $514,9 \pm 1,1$ Ma (U-Pb em columbita; Baumgartner et al., 2006). Nesse contexto, as mineralizações de esmeralda em Fazenda Bonfim ocorrem em corpos pegmatíticos recristalizados que ocorrem intercalados a talco-, talco-anfibólio-, biotita $\pm$ anfibólio- e biotita xistos encaixados em gnaisses graníticos sob

influência da Zona de Cisalhamento Santa Mônica (Zwaan et al., 2012) (Figura 8).

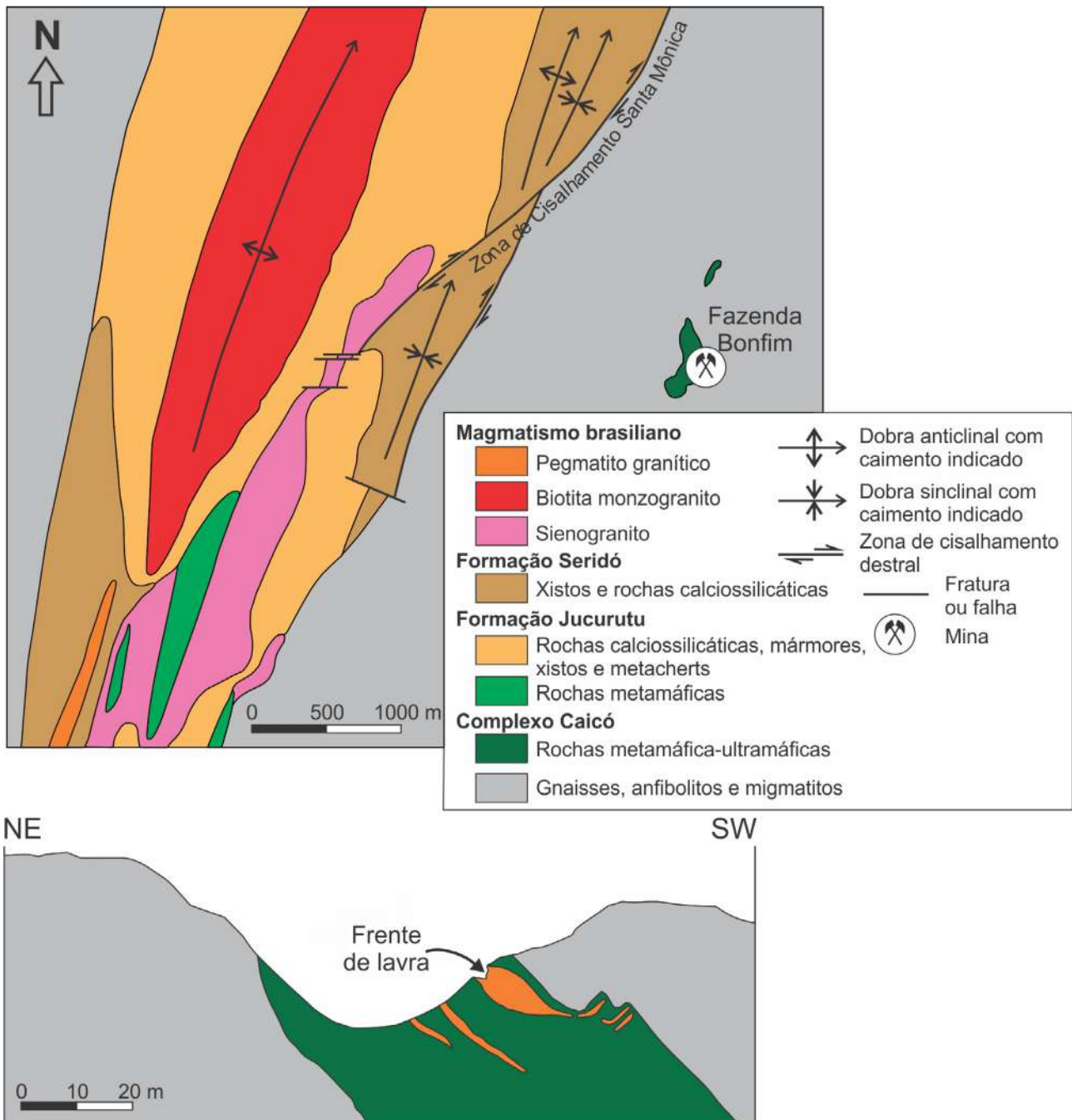
Scholz et al. (2010) conduziram trabalhos de mapeamento geológico e prospecção geoquímica de solos em 1.351 amostras, que revelaram áreas anômalas em berílio e cromo ao longo da Zona de Cisalhamento Santa Mônica, de direção NNE-SSW. Santiago et al. (2019) apontam que os controles estruturais e contrastes litológicos foram fundamentais para a percolação de fluidos e o desenvolvimento dos flogopititos na zona metassomática de contato (*black-wall*). A mineralização de esmeralda foi fortemente controlada pela transcorrência brasileira seguida de alojamento sincinemático de albita granitos ricos em Be, favorecendo processos hidrotermais/metassomáticos, serpentinitização e talcificação de rochas metamáficas e/ou metaultamáficas e albitização de granitos e/ou pegmatitos preexistentes (Santiago et al., 2019).

Análises geocronológicas de amostras do albita granito forneceram idades de cristalização U-Pb em zircão de 561 ± 4 Ma, enquanto análises de amostras do flogopita xisto metassomático resultaram em idades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 553 ± 4 Ma, sugerindo que a esmeralda de Fazenda Bonfim se formou ao fim da Orogênese Brasileira, em um regime metassomático intenso mas de relativa curta duração, possivelmente em decorrência do baixo volume de magma intrusivo (Santiago et al., 2019). A combinação entre origem metassomática-hidrotermal, hospedagem em rocha máfica-ultramáfica, associação a granitos e pegmatitos berilíferos e um forte controle estrutural levaram Giuliani et al. (2019) a classificar esse depósito como tectono-magmático do tipo IA.

Tauá e Coqui

A região de Tauá está inserida na porção sul da Subprovíncia Ceará Central. A ocorrência de Tauá, ou de Fazenda Boa Esperança, como era conhecida nas primeiras décadas de atividade garimpeira e de exploração mineral, é caracterizada pela presença de cristais de esmeralda de baixa qualidade (cor verde maçã) e em pouca quantidade, razão pela qual não são explotadas atualmente. A extração de esmeralda por garimpeiros de forma esporádica teve início em 1954 e deu lugar, nos anos 1970, à exploração em maior escala pela empresa Mineração São Pedro Ltda., que logo abandonou o projeto por causa dos elevados custos de investimento (Korpershoek, 1983; Schwarz, 1987; Cavalcanti, 2015).

Segundo Schwarz (1987) e referências nele contidas, a esmeralda de Tauá está geologicamente inserida no Complexo Pedra Branca, uma unidade vulcanossedimentar de idade arqueana retrabalhada durante a Orogênese Brasileira. Essa unidade compreende, localmente, rochas ultramáficas (transformadas em talco xistos, talco-tremolita xistos e tremolititos), metabasitos (anfibolitos e hornblenda gnaisses), biotita gnaisses e biotita xistos esmeraldíferos.



Fonte: adaptado de Santiago et al. (2019).

Figura 8. Mapa geológico simplificado da região de Fazenda Bonfim na Faixa de Dobramentos Seridó, com perfil esquemático da frente de lavra.

Diversos corpos pegmatíticos homogêneos, de composição quartzo-albítica, ocorrem sob forma alongada e irregular ou como intrusões concordantes, de granulação grossa a fina (aplitos, nas porções mais afetadas pela deformação tectônica), podendo conter cristais de berilo, columbita-tantalita,

turmalina, apatita, molibdenita e bismutita (Cassedanne et al., 1979). Korpershoek (1983) propõe que estes são provavelmente pegmatitos anatéticos, mobilizados localmente durante metamorfismo regional por meio de fusão parcial. Os biotita xistos esmeraldíferos teriam se formado em uma

zona metassomática de contato entre os pegmatitos e rochas básicas-ultrabásicas que continham cromo, ferro e vanádio.

Trabalhos recentes de mapeamento em escala 1:100.000, realizados pelo Serviço Geológico do Brasil, apresentam atualizações referentes ao conhecimento estratigráfico regional, porém pouco foi alterado com relação às ocorrências de esmeralda. Cavalcante et al. (2003) cunharam o termo Complexo Cruzeta em substituição ao Complexo Pedra Branca e o subdividiram nas unidades Troia, Indiferenciado e Mombaça. Cavalcanti (2015) reconhece no Complexo Cruzeta as unidades Troia, Pedra Branca e Mombaça e assinala que as ocorrências de esmeralda de Tauá estão inseridas na unidade Troia, em pegmatitos associados a flogopita xistos encaixados em um conjunto de rochas miloníticas. Segundo Almeida et al. (2007), as rochas neoarqueanas da unidade Troia foram afetadas pelo Evento Brasileiro, que verticalizou os planos de foliação e os reorientou para a direção NE, formando milonitos a ultramilonitos e gnaisses migmatíticos. Entretanto, todo o Complexo Cruzeta e suas unidades teriam sido pouco afetados pela granitogênese neoproterozoica, com granitos bordejando o núcleo arqueano, na medida em que este se mantinha rígido e coeso. Ainda de acordo com Almeida et al. (2007), o único representante litológico do Evento Brasileiro nessa região são corpos métricos de pegmatitos, intrudidos em falhas extensionais tarditranscorrência, o que sugere que os xistos esmeraldíferos de origem metassomática tenham provavelmente se formado nos estágios finais da Orogênese Brasileira.

Ainda no estado do Ceará, as ocorrências de esmeralda de Coqui (Figura 9), localidade do município de Quixeramobim, estão associadas a pequenos corpos pegmatíticos em faixas de biotita xisto e tremolititos intercalados com o embasamento gnáissico (Castelo Branco et al., 1988). A área encontra-se inserida na faixa de dobramentos Jaguaribeana, em uma região intensamente afetada por deformação dúctil, entre as zonas de cisalhamento Senador Pompeu (a oeste) e Orós (a leste). A mineralização em Coqui está diretamente relacionada às intrusões pegmatíticas pertencentes ao Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim, reconhecida pela presença de água-marinha, columbita-tantalita, cassiterita e minerais de lítio. Reações metassomáticas entre pegmatitos berilíferos e rochas básicas metamorfizadas são os prováveis mecanismos de formação dos flogopititos esmeraldíferos (Castelo Branco et al., 1988). No entanto, assim como em Tauá, a esmeralda de Coqui não possui interesse econômico. Em ambos os casos, os cristais são por vezes chamados de “berilo verde”, um termo mais comercial do que científico, comumente utilizado para denominar a “esmeralda” de cor menos saturada (Walton, 2004).

Na classificação de Giuliani et al. (1997) dos depósitos de esmeralda brasileiros entre depósitos do Tipo I (associado a pegmatitos) e do Tipo II (ligado a zonas de cisalhamento dúctil), as ocorrências de Tauá e Coqui foram consideradas

como do Tipo I por sua evidente associação com pegmatitos graníticos que contém berilo. Entretanto, valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +12,1‰ para esmeralda de Coqui já indicavam uma possível participação de fluidos metamórficos ($\delta^{18}\text{O}$ entre +12,0‰ e +12,4‰). Giuliani et al. (2019) reconhecem a participação de estruturas tectônicas na formação dessas mineralizações, reclassificando-as como do tipo IA: tectono-magmático hospedados em rochas máficas/ultramáficas.

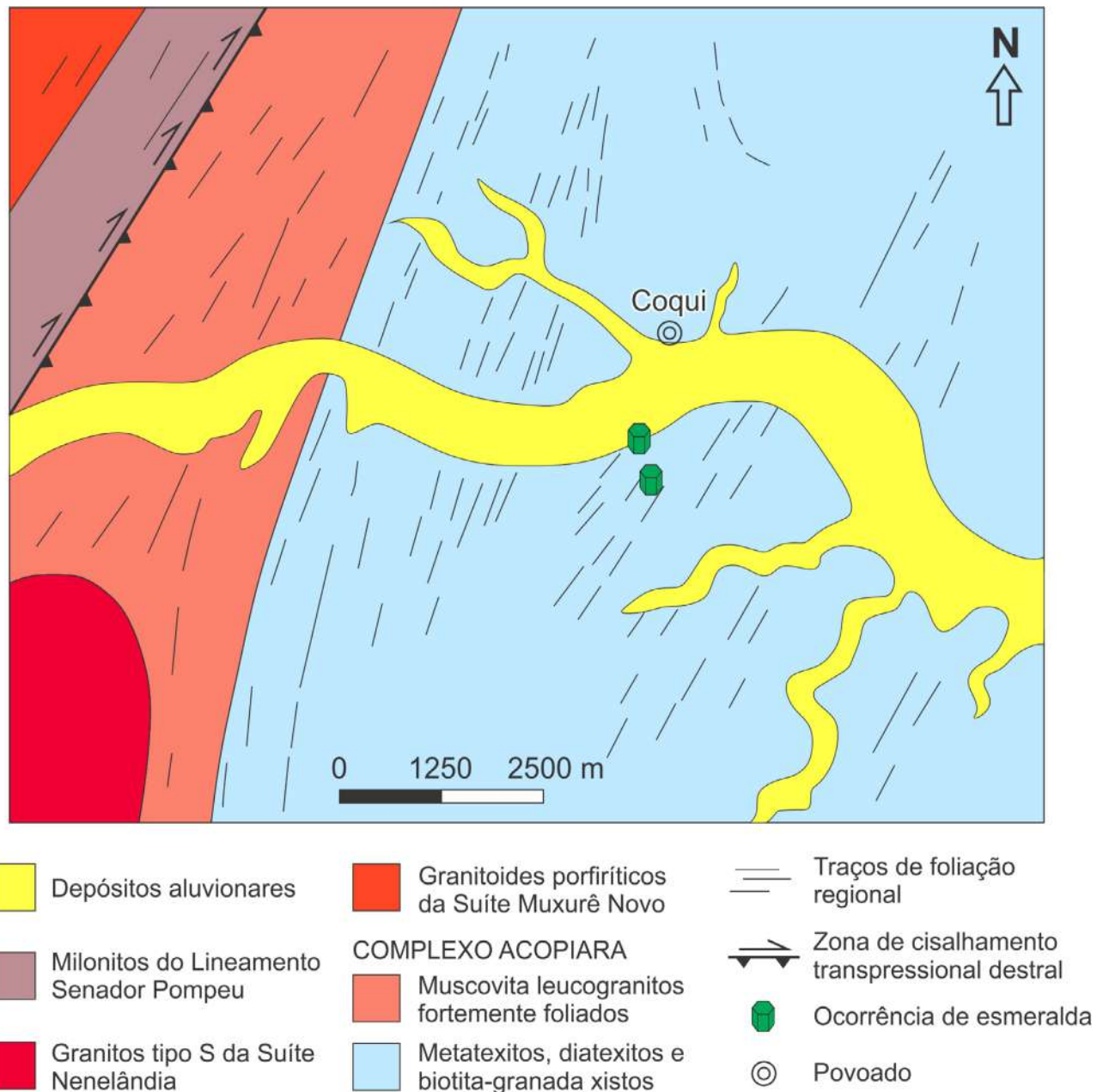
Paraná

Descobertas há cerca de 40 anos, as mineralizações de esmeralda no município de Paraná (RN) foram inicialmente reportadas por Vasconcelos (1984), que descreveu cristais de esmeralda em veios de quartzo, diques aplíticos e pegmatoides intercalados em flogopita-xistos, que por sua vez estão encaixados de forma concordante nos ortognaisses do Complexo Caicó (embasamento da região). Localizadas no centro-oeste da Subprovincia Rio Grande do Norte, essas mineralizações foram incluídas por Moraes (1999) como parte do Distrito Gemológico do Extremo Sudoeste (DGSW) do estado do Rio Grande do Norte, que também abrange pegmatitos ricos em água-marinha da cidade de Tenente Ananias (RN).

Sete ocorrências do flogopita-xisto hospedeiro foram catalogadas por Moraes (1999). Essas rochas ocorrem de forma lenticular ao longo da Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPA) (Figura 10), em associação com pegmatitos graníticos. Diante dessa configuração, Moraes (2000) propõe que essa faixa esmeraldífera corresponde a um depósito de características mistas, segundo a classificação tipológica de Giuliani et al. (1997). Esses dados geológico-estruturais foram corroborados em relatórios técnicos de mapeamento nas escalas 1:250.000 (SB.24-Z-A; Medeiros, 2008) e 1:100.000 (SB.24-Z-A-II; Souza, 2017) realizados pelo Serviço Geológico do Brasil.

Durante a década de 1990, os cristais de esmeralda em Paraná foram “exauridos” pela extração garimpeira. As atividades de pesquisa na região apenas foram retomadas nos últimos 10 anos, após a aquisição dos direitos de pesquisa pela empresa Mineração Limeira Comércio, Exportação e Importação Ltda., que aperfeiçoou os antigos serviços garimpeiros e investiu em estratégias prospectivas.

Trabalhos mais recentes apontam para a ocorrência de esmeralda tanto nos veios e vênulas de composição granítica/ácida (Figuras 11A e 11B) como no interior dos planos de foliação em flogopita xistos (Figura 11C) e actinolita-flogopita xistos (Araújo Neto, 2018). De acordo com Araújo Neto et al. (2019), os diques pegmatíticos associados ao depósito de Paraná possuem composição simples, constituídos majoritariamente de feldspato potássico, com quartzo, muscovita e granada ocorrendo de forma subordinada. Diques métricos de albitito foram identificados em



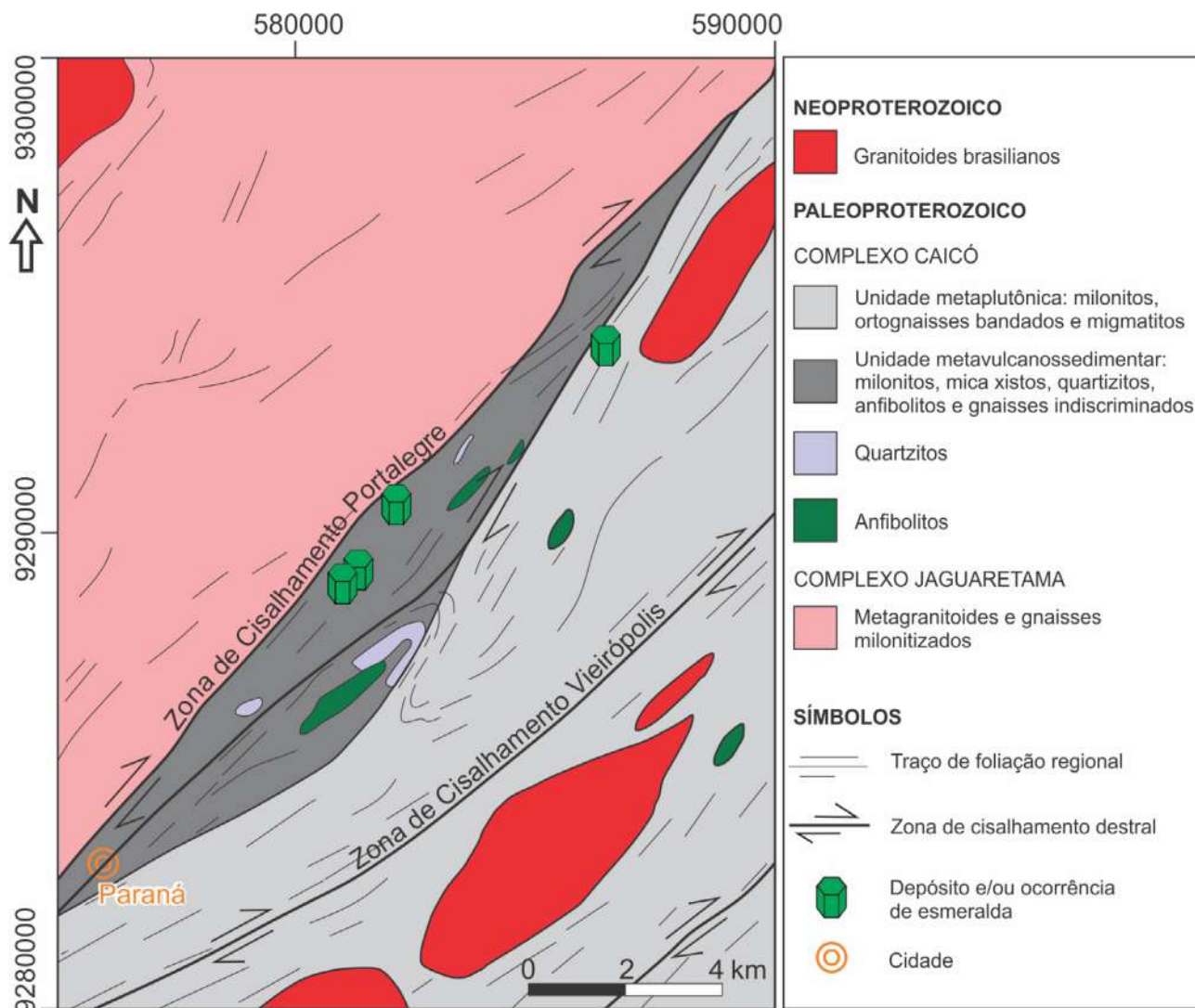
Fonte: adaptado de Castelo Branco et al. (1988) e Almeida et al. (2007).

Figura 9. Mapa geológico simplificado da região de Coqui.

subsuperfície (Figura 11D), adjacentes aos gnaisses encaixantes e xistos esmeraldíferos. A presença de albitos (prováveis pegmatitos dessilicados) e a variação composicional dos xistos máficos, que inclui ainda ocorrências pontuais de flogopita-fengita xistos (até então estéreis), sugerem origem metassomática para essas mineralizações, com variações no processo metassomático (Araújo Neto, 2018). O evidente controle estrutural condicionado pela ZCPA e a ligação com fontes magmáticas aponta para um depósito

tectono-magmático do tipo IA, conforme classificação de Giuliani et al. (2019).

Estudos preliminares ao longo da ZCPA sugerem que um componente extensional concomitante à transcorrência (i.e., regime transtensional) tenha possibilitado a ascensão dos fluidos pegmatíticos que continham Be e que viriam a interagir com o Cr das rochas metabásicas do Complexo Caicó para formar esmeralda durante a orogênese Brasileira (Araújo Neto e Santos, 2019). Diversos corpos pegmatíticos



Fonte: adaptado de Araújo Neto et al. (2018).

Figura 10. Mapa geológico simplificado da região de Paraná com localização das principais ocorrências de esmeralda ao longo da Zona de Cisalhamento Portalegre.

de direção NE-SW, paralelos a subparalelos à foliação milonítica, e a presença de pegmatitos mineralizados em água-marinha nas municipalidades vizinhas (*e.g.* água-marinha de Tenente Ananias e de Vieirópolis; Barreto, 1991; e Lira Santos et al., 2020, respectivamente) apoiam uma fonte pegmatítica para o Be. Por outro lado, a fonte de Cr ainda é motivo de discussão, uma vez que rochas ultramáficas/ultrabásicas não foram encontradas na região. Até então, lentes metabásicas de anfibolitos da unidade metavulcanossedimentar do Complexo Caicó, que ocorrem ao longo da ZCPA, são citadas como fortes candidatas a fonte de Cr e Fe para a esmeralda de Paraná (Souza, 2017; Araújo Neto et al., 2019). A possibilidade de uma fonte metabásica é suportada pelos baixos teores de Cr e V e altos teores de Fe que tornam as esmeraldas

de Paraná, até então, as mais proporcionalmente enriquecidas em Fe do Brasil (Araújo Neto et al., 2019). Outra hipótese é a de que o metassomatismo se tenha dado entre pegmatitos e xistos máficos preexistentes. Nesse caso, elementos como Fe, Mg, Cr e V seriam apenas remobilizados durante alteração hidrotermal, enquanto o aporte de Be, Al, Si e Na se daria por meio das injeções pegmatíticas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A importância do metamorfismo regional no desenvolvimento de mineralizações de esmeralda é reconhecida desde os primeiros esforços de classificação tipológica de

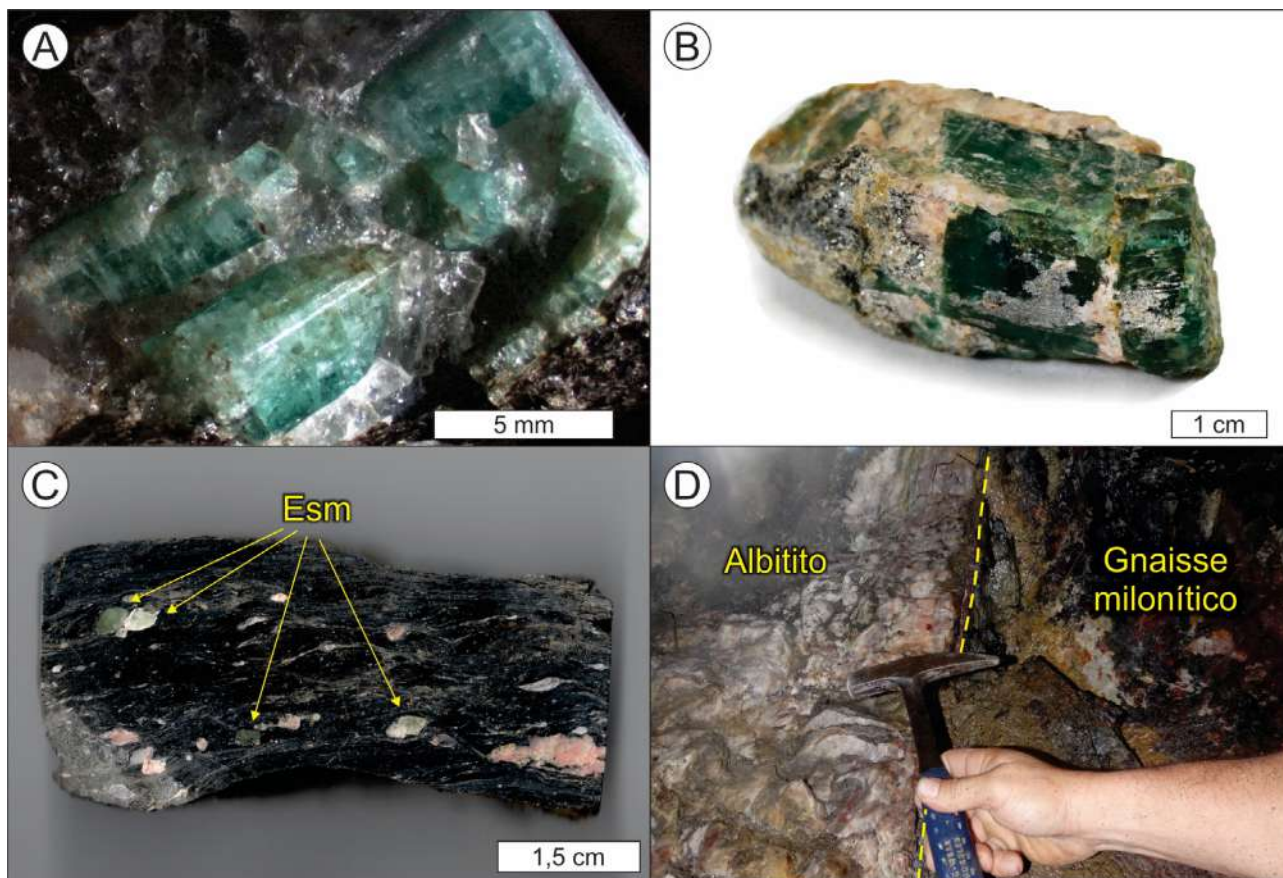


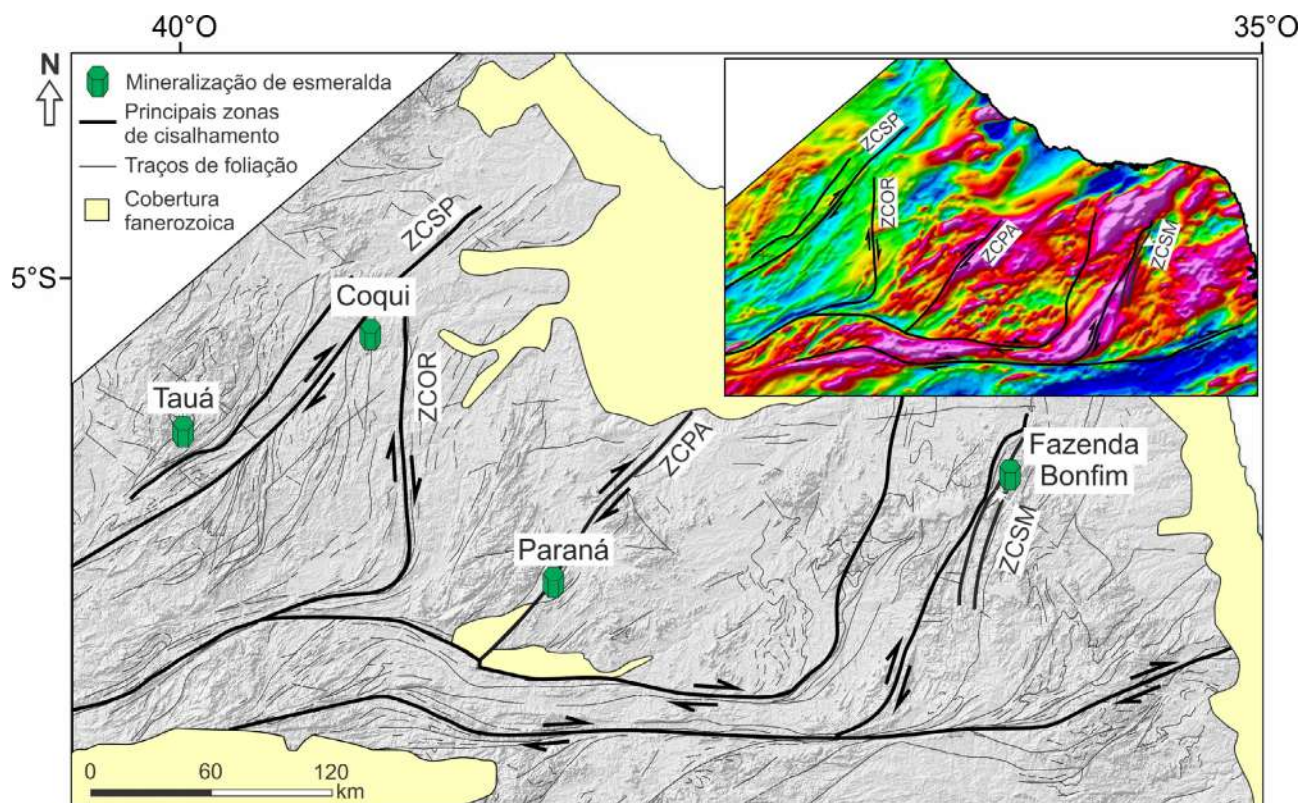
Figura 11. Aspectos do depósito de esmeralda de Paraná; (A) prismas de esmeralda em veio de quartzo no interior de flogopita xisto; (B) esmeralda em matriz granítica-pegmatítica; (C) cristais de esmeralda deformados ao longo da foliação do flogopita xisto; (D) dique de albitito no interior do *shaft* Pitombeiras no depósito de Paraná.

depósitos. As classificações mais recentes, que consideram a formação de esmeralda em múltiplos estágios e que refletem a possibilidade de mistura entre fatores magmáticos e metamórficos, representam o futuro para estudos de gênese e de exploração mineral. Os principais depósitos brasileiros possuem uma relação tectono-magmática fundamental para a formação de esmeralda. É o caso de Itabira-Nova Era (MG) e de Carnaíba (BA). Mesmo em depósitos tipificados como tectono-metamórficos, como o de Santa Terezinha (GO), não se descarta a participação de fluidos magmáticos.

Na região Nordeste do país, a configuração tectono-estrutural atual da Província Borborema, atingida nos estágios finais da colagem orogênica brasileira (ca. 600 – 500 Ma), foi um importante agente catalizador para a formação de mineralizações de esmeralda. Nesse período, o desenvolvimento de diversas zonas de cisalhamento transcorrentes (Figura 12) espacialmente associadas a rochas básicas/ultrabásicas foi fundamental tanto para alcançar o gradiente térmico necessário para a estabilidade da esmeralda quanto

para permitir a percolação de fluidos e a mobilização dos elementos cromóforos Cr, V e Fe.

Entretanto, apesar de o Evento Brasileiro ter configurado a Província Borborema, com o desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes em todas as três subprovíncias, as mineralizações de esmeralda parecem estar, até então, associadas exclusivamente à Subprovíncia Setentrional. Essa limitação pode estar ligada à presença restrita de fontes de berílio, essencial para a formação de esmeralda. De fato, na Subprovíncia Setentrional estão localizadas as principais províncias, distritos e campos pegmatíticos com berílio da Borborema, a maioria deles contendo cristais de berilo na variação água-marinha. Vale ainda ressaltar a proximidade de poucos quilômetros entre essas regiões berilíferas e os depósitos e ocorrências de esmeralda. É o caso da Província Pegmatítica do Seridó e o depósito de esmeralda de Fazenda Bonfim, do Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim e a ocorrência de esmeralda de Coqui, e do Campo Pegmatítico de Vieirópolis e dos



ZCSP: Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; ZCOR: Zona de Cisalhamento Orós; ZCPA: Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCSM: Zona de Cisalhamento Santa Mônica.

Figura 12. Mapa estrutural simplificado da Subprovinça Setentrional com localização das mineralizações de esmeralda da Província Borborema ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes. Na margem superior direita, expressão dessas estruturas sobre mapa de anomalia magnética reduzida ao polo.

pegmatitos de Tenente Ananias e o depósito de esmeralda de Paraná. Isso implica que pegmatitos berilíferos, rochas básicas/ultrabásicas e estruturas tectônicas, especialmente de regime dúctil, são os mais importantes metalotectos para a prospecção de jazidas de esmeralda na Província Borborema.

Depósitos tectono-magmáticos do tipo IA nos estados de Minas Gerais e Bahia correspondem aos mais importantes produtores de esmeralda em esfera nacional. Na Província Borborema, esses depósitos, ainda que possuam menor importância econômica, correspondem a uma fonte promissora desse mineral gemológico, tendo em vista que investigações controladas em subsuperfície tiveram início há pouco mais de uma década.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES), com Código de Financiamento 001, e é parte

integrante da pesquisa de doutorado do primeiro autor na Universidade Federal de Pernambuco. Os autores gostariam de expressar sua gratidão à Profa. Dra. Sandra de Brito Barreto pelo incentivo a esta pesquisa, bem como ao Sr. Luis Amorim e a toda a equipe da Mineração Limeira Comércio, Exportação e Importação pelo suporte logístico dado aos estudos de campo em Paraná (RN).

REFERÊNCIAS

- Almeida, A. F., Parente, C. V., Arthaud, M. H. (Eds.). (2007). *Quixeramobim - SB.24-V-D-III*. Escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Boa Viagem e Itatira. Ceará: UFC/CPRM, 196 p.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

- Araújo, M. N. C., Vasconcelos, P. M., Alves da Silva, F. C., Jardim de Sá, E., Sá, J. M. (2005). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zone in the Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), 445-460. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.009>
- Araújo Neto, J. F. (2018). *Caracterização da esmeralda do município de Paraná, estado do Rio Grande do Norte, Brasil*. Dissertação (Mestrado). Recife: Centro de Tecnologia e Geociências – UFPE.
- Araújo Neto, J. F., Barreto, S. B., Carrino, T. A., Müller, A., Santos, L. C. M. L. (2019). Mineralogical and gemological characterization of emerald crystals from Paraná deposit, NE Brazil: a study of mineral chemistry, absorption and reflectance spectroscopy and thermal analysis. *Brazilian Journal of Geology*, 49(3), 1-15. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190014>
- Araújo Neto, J. F., Lira Santos, G., Souza, I. M. B. A., Barreto, S. B., Santos, L. C. M. L., Bezerra, J. P. S., Carrino, T. A. (2018). Integration of remote sensing, airborne geophysics and structural analysis to geological mapping: a case study of the Vieirópolis region, Borborema Province, NE Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, 18(3), 89-103. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v18-140834>
- Araújo Neto, J. F., Santos, L. C. M. L. (2019). O papel da Zona de Cisalhamento Portalegre no controle das mineralizações de esmeralda do sudoeste do Rio Grande do Norte: considerações preliminares. *XXVIII Simpósio de Geologia do Nordeste*, 505. Aracaju: SBG - Núcleo Nordeste.
- Archanjo, C. J., Hollanda, M. H. B. M., Rodrigues, S. W. O., Brito Neves, B. B., Armstrong, R. (2008). Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 30(3), 310-326. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.011>
- Aurischio, C., Conte, A. M., Medeghini, L., Ottolini, L., De Vito, C. (2018). Major and trace element geochemistry of emerald from several deposits: Implications for genetic models and classification schemes. *Ore Geology Reviews*, 94, 351-366. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.001>
- Barreto, S. B. (1991). *Caracterização químico-mineralógica dos berilos de Tenente Ananias – RN*. Dissertação (Mestrado). Recife: Instituto de Geociências - UFPE.
- Barton, M. D., Young, S. (2002). Non-pegmatitic deposits of beryllium: mineralogy, geology, phase equilibria and origin. In: E. S. Grew (Ed.), *Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 50(1), 591-691. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.50.14>
- Baumgartner, R., Romer, R. L., Moritz, R., Sallet, R., Chiaradia, M. (2006). Columbite–tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U–Pb dating and Pb isotopes. *The Canadian Mineralogist*, 44(1), 69-86. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.1.69>
- Beurlen, H., Barreto, S. B., Martin, R., Melgarejo, J., Silva, M. R. R., Souza Neto, J. A. (2009). The Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil revisited. *Estudos Geológicos*, 19(2), 62-66. <http://dx.doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v19n2p62-66>
- Biondi, J. C. (1990). Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 7-24.
- Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Pimentel, M. M. (2014). The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3), 493-518. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. Q. (2000). Tectonic history of the Borborema Province. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Special Publication*, p. 151-182. Rio de Janeiro.
- Calligaro, T., Dran, J. C., Poirot, J. P., Querré, G., Salomon, J., Zwaan, J. C. (2000). PIXE/PIGE characterisation of emeralds using an external micro-beam. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, 161-163, 769-774. [https://doi.org/10.1016/S0168-583X\(99\)00974-X](https://doi.org/10.1016/S0168-583X(99)00974-X)
- Cassedanne, J. P., Cassedanne, J. O., Mello, Z. F. (1979). As esmeraldas de Tauá e Pilão Arcado. *Mineração Metalúrgica*, 43(410), 50-58.
- Castelo Branco, R. M. G., Giuliani, G., Cheilletz, A., Clementeile, L. (1988). Os berilos verdes da região de Coqui, município de Quixeramobim: novas ocorrências de esmeraldas no estado do Ceará. *XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG.
- Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M., Gomes, F. E. M., Medeiros, M. F., Paiva, I. G. (2003). *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará*. Escala 1:500.000. Fortaleza: CPRM.

- Cavalcanti, J. A. D. (Ed.). (2015). *Geologia e recursos minerais da Folha Várzea do Boi SB.24-V-B-IV*: estado do Ceará. Fortaleza: CPRM.
- Cavalcanti Neto, M. T. O., Barbosa, R. V. N. (2007). As esmeraldas de Lajes, Caiçara do Rio dos Ventos e São Tomé/RN. *Holos*, 2, 92-104. <https://doi.org/10.15628/holos.2007.103>
- Caxito, F. A., Santos, L. C. M. L., Ganade, C. E., Bendaoud, A., Fettous, E.-H., Bouyo, M. H. (2020). Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Brazilian Journal of Geology*, 50(2), e20190122. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190122>
- Cornejo, C., Bartorelli, A. (2010). *Minerais e pedras preciosas do Brasil*. São Paulo: Solaris Edições Culturais.
- Couto, P. A. A. (2000). *Mapa Gemológico do Estado da Bahia*: Texto Explicativo. Salvador: CPRM.
- Da Silva, M. R. R., Höll, R. Beurlen, H. (1995). Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 355-364. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00019-C](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00019-C)
- D'el-Rey Silva, L. J. H., Barros Neto, L. S. (2002). The Santa Terezinha-Campos Verdes emerald district, central Brazil: structural and Sm-Nd data to constrain the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(6), 693-708. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00087-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00087-1)
- D'el-Rey Silva, L. J. H., Giuliani, G. (1988). Controle estrutural da jazida de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás: Implicações na gênese, na tectônica regional e no planejamento de lavra. *XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 1, 413-427. Belém: SBG.
- Dereppe, J. M., Moreaux, C., Chauvaux, B., Schwarz, D. (2000). Classification of emeralds by artificial neural networks. *Journal of Gemmology*, 27(2), 93-105. <https://doi.org/10.15506/JOG.2000.27.2.93>
- Ebert, H. (1970). The Precambrian geology of the Borborema Belt (State of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geologische Rundschau*, 59, 1292-1326. <https://doi.org/10.1007/BF02042293>
- Fersmann, A. (1929). Geochemische Migration der Elemente. *Abhandlungen zur praktischen Geologie und Bergwirtschaftslehre*, 18, 74-118.
- Fuck, R. A., Dantas, E. L., De Sordi, D. A., Chiarini, M. F. N., Oliveira, C. G. (2007). *Santa Terezinha de Goiás - SD.22-Z-A-III*. Escala 1:100.000: nota explicativa. Goiás: UnB/CPRM.
- Ganade de Araújo, C., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U. G., Caby, R., Basei, M. A. S. (2014). Ediacaran 2,500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature Communications*, 5, 5198. <https://doi.org/10.1038/ncomms6198>
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Arboleda, C., Carrillo, V., Rueda, F., Baker, J. H. (1995). An evaporitic origin of the parent brines of Colombian emeralds: fluid inclusion and sulphur isotope evidence. *European Journal of Mineralogy*, 7(1), 151-166. <https://doi.org/10.1127/ejm/7/1/0151>
- Giuliani, G., France-Lanord, C., Zimmermann, J. L., Cheilletz, A., Arboleda, C., Charoy, B., Coget, P., Fontan, F., Giard, D. (1997). Fluid composition, δD of channel H_2O , and $\delta^{18}O$ of lattice oxygen in beryls: genetic implications for Brazilian, Colombian, and Afghanistani emerald deposits. *International Geology Reviews*, 39(5), 400-424. <https://doi.org/10.1080/00206819709465280>
- Giuliani, G., Groat, L. A., Marshall, D., Fallick, A. E., Branquet, Y. (2019). Emerald Deposits: A Review and Enhanced Classification. *Minerals*, 9(2), 105. <https://doi.org/10.3390/min9020105>
- Giuliani, G., Silva, L. J. H. D., Couto, P. (1990). Origin of emerald deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, 25, 57-64. <https://doi.org/10.1007/BF03326384>
- Griffon, J. C., Kremer, M. R., Misi, A. (1967). Estudo estrutural e genético da Jazida de Esmeralda de Carnaíba-BA. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 39(4), 150-161.
- Groat, L. A., Giuliani, G., Marshall, D. D., Turner, D. (2008). Emerald deposits and occurrences: A review. *Ore Geology Reviews*, 34(1-2), 87-112. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.09.003>
- Groat, L. A., Giuliani, G., Marshall, D. D., Turner, D. (2014). Emerald. In: E. R. Raeside (Ed.). *Geology of Gem Deposits. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, 44, 135-174.
- Grundmann, G., Morteani, G. (1989). Emerald mineralisation during regional metamorphism: the Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) deposits. *Economic Geology*, 84(7), 1835-1849. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.84.7.1835>

- Kazmi, A. H., Snee, L. W. (1989). Geology of the world emerald deposits: a brief review. In: A. H. Kazmi, L. W. Snee (Eds.). *Emeralds of Pakistan: Geology, Gemology and Genesis*, Geological Survey of Pakistan, p. 13-38. Nova York: Elite Publishers, Karachi, Pakistan and Van Nostrand Reinhold Company.
- Korpershoek, H. R. (1983). *Report on the Boa Esperança emerald showing, Tauá, State of Ceará, Northeast Brazil*. Relatório Interno. Mineração São Pedro Ltda./MBL - Mineração Brasileira Ltda.
- Lira Santos, G., Souza, I. M. B. A., Barreto, S. B., Araújo Neto, J. F., Müller, A. (2020). The Serra Branca amazonite pegmatite of the Vieirópolis pegmatite field, Paraíba, Brazil: a new and unusual megacrystic amazonite deposit. *The Canadian Mineralogist*, 58(6), 679-702. <https://doi.org/10.3749/canmin.1900095>
- Medeiros, V. C. (Ed.). (2008). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa SB.24-Z-A*. Escala 1:250.000. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Moraes, J. F. S. (1999). *Gemas do Estado do Rio Grande do Norte*. Relatório Técnico. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Moraes, J. F. S. (2000). As ocorrências de esmeraldas do Estado do Rio Grande do Norte: uma nova tipologia de depósito. *XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste*. Recife: SBG - Núcleo Nordeste.
- Ottaway, T. L., Wicks, F. J., Bryndzia, L. T., Kyser, T. K., Spooner, E. T. C. (1994). Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposit in Colombia. *Nature*, 369, 552-554. <https://doi.org/10.1038/369552a0>
- Pereira, L. C. L., Santos, L. C. M. L., Carrino, T. A. (2019). The role of airborne geophysics in the investigation of gold occurrences in the Itapetim Region, Borborema Province, Northeast Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 49(3), e20190028. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190028>
- Ribeiro-Althoff, A. M., Cheilletz, A., Giuliani, G., Féraud, G., Barbosa Camacho, G., Zimmermann, J. L. (1997). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar Geochronological Evidence for Two Periods (~2 Ga and 650 to 500 Ma) of Emerald Formation in Brazil. *International Geology Review*, 39(10), 924-937. <https://doi.org/10.1080/00206819709465310>
- Rondeau, B., Notari, F., Giuliani, G., Michelou, J.-C., Martins, S., Fritsch, E., Respinger, A. (2003). La mine de Piteiras, Minas Gerais, nouvelle source d'émeraude de belle qualité au Brésil. *Revue de Gemmologie*, 148, 9-25. Disponível em: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers19-10/010037114.pdf. Acesso em: 15 abr. 2021.
- Rudowski, L. (1989). *Pétrologie et géochimie des granites transamazoniens de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil) et des phlogopitites à émeraude associées*. Tese (Doutorado). Paris: Université Paris.
- Santana, A. J., Moreira, M. D., Couto, P. A. A. (1995). *Esmeralda de Carnaíba e Socotó, Bahia: geologia e potencialidade econômica*. Salvador: CBPM.
- Santiago, J. S., Souza, V. S., Dantas, E. L., Oliveira, C. G. (2019). Ediacaran emerald mineralization in Northeastern Brazil: the case of the Fazenda Bonfim Deposit. *Brazilian Journal of Geology*, 49(4), 1-14. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190081>
- Santos, E. J., Souza Neto, J. A., Silva, M. R. R., Beurlen, H., Cavalcanti, J. A. D., Silva, M. G., Dias, V. M., Costa, A. F., Santos, L. C. M. L., Santos, R. B. (2014). Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: M. G. Silva, M. B. Rocha Neto, H. Jost, R. M. Kuyumjian (Eds.). *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*, p. 343-388. Belo Horizonte: CPRM.
- Santos, E. J., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2010). The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 61-76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.003>
- Santos, L. C. M. L., Dantas, E. L., Cawood, P. A., Lages, G. A., Lima, H. M., Santos, E. J. (2018). Accretion tectonics in western Gondwana deduced from Sm-Nd isotope mapping of terranes in the Borborema Province, NE Brazil. *Tectonics*, 37(8), 2727-2743. <https://doi.org/10.1029/2018TC005130>
- Santos, L. C. M. L., Dantas, E. L., Vidotti, R. M., Cawood, P. A., Santos, E. J., Fuck, R. A., Lima, H. M. (2017). Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 103, 167-184. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.09.012>
- Satir, M. (1974). Rb-Sr-Altersbestimmungen and Glimmern der westlichen Hohen Tauern: interpretation und geologische Bedeutung. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 54, 214-228.
- Scholz, R., Romano, A. W., Belotti, F. M., Chaves, M. L. S. C. (2010). Prospecção geoquímica de berilo variedade esmeralda na região da Fazenda Bonfim (Lajes, RN). *Geociências*, 29(4), 613-621.

- Schulz, B., Siegesmund, S., Steenken, A., Schoenhofer, R., Heinrichs, T. (2001). Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 152, 261-307. <https://doi.org/10.1127/zdgg/152/2001/261>
- Schwarz, D. (1987). *Esmeraldas: inclusões em gemas*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Imprensa Universitária.
- Schwarz, D., Giuliani, G. (2001). Emerald deposits a review. *Australian Gemmologist*, 21, 17-23.
- Schwarz, D., Giuliani, G., Grundmann, G., Glas, M. (2001). Die Entstehung der Smaragde, ein vieldiskutiertes Thema. In: D. Schwarz, R. Hochlitner (Eds.). *Smaragd, der kostbarste Beryll, der teuerste Edelstein. Extra Lapis*, 21, 68-73.
- Schwarz, D., Giuliani, G., Grundmann, G., Glas, M. (2002). The origin of emerald - A controversial topic. *Extra Lapis English*, 2, 18-21.
- Sinkankas, J. (1989). *Emerald and other beryls*. Prescott: Geoscience Press. 665 p.
- Souza, L. C. (Ed.). (2017). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Pau dos Ferros SB.24-Z-A-II*. Escala 1:100.000. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil / Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Souza Neto, J. A., Legrand, J. M., Volfinger, M., Pascal, M.-L., Sonnet, P. (2008). W-Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. *Mineralium Deposita*, 43, 185-205. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0155-1>
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, F., Penaye, J., Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, *Special Publications*, 294(1), 69-99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>
- Vasconcelos, F. J. C. (1984). *Ocorrência de esmeralda em Pitombeiras, município de Paraná, Estado do Rio Grande do Norte*. Especialização em Gemologia. Belo Horizonte: Instituto de Geociências - UFMG.
- Vauchez, A., Neves, S. P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M. H., Amaro, V. (1995). The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 247-266. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5)
- Viegas, L. G. F., Archanjo, C. J., Hollanda, M. H. B. M., Vauchez, A. (2014). Microfabrics and zircon U-Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 243, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.020>
- Walton, L. (2004). *Exploration criteria for coloured gemstone deposits in the Yukon*. Yukon: Yukon Geological Survey.
- Zwaan, J. C. (2006). Gemmology, geology and origin of the Sandawana emerald deposits, Zimbabwe. *Scripta Geologica*, 131, 1-212.
- Zwaan, J. C., Jacob, D. E., Haeger, T., Cavalcanti Neto, M. T. O., Kanis, J. (2012). Emeralds from the Fazenda Bonfim Region, Rio Grande do Norte, Brazil. *Gems & Gemology*, 48(1), 2-17.