

Pegmatitos: evolução dos conceitos e sistemas de classificação

Pegmatites: evolution of concepts and classification systems

Rafael Madureira^{1,2}; Gláucia Queiroga³; Thiago da Mata⁴; Ricardo Scholz⁵

- ¹ Instituto Federal de Minas Gerais, Campus Governador Valadares, Governador Valadares/MG, Brasil.
- ² Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Ouro Preto/MG, Brasil. Email: madureira.geo@gmail.com.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3956-743X>
- ³ Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/Departamento de Geologia, Ouro Preto/MG, Brasil.
Email: glauCIAqueiroga@ufop.edu.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1730-0638>
- ⁴ Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/Departamento de Geologia, Ouro Preto/MG, Brasil. Email: tdamata2@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0009-0005-1313-6585>
- ⁵ Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/Departamento de Geologia, Ouro Preto/MG, Brasil. Email: ricardo.scholz@ufop.edu.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7412-2500>

Resumo: Pegmatitos são rochas ígneas graníticas caracterizadas por granulação grossa a muito grossa e marcada por uma ampla heterogeneidade granulométrica. Essa complexidade textural normalmente está associada a variações mineralógicas, que, em conjunto, definem uma estruturação interna composta por zonas primárias (contato, parede, intermediária e núcleo) e, por vezes, zonas secundárias de substituição. De acordo com os modelos petrogenéticos mais aceitos, os *melts* formadores de pegmatitos podem derivar do fracionamento magmático de plútons graníticos parentais ou por anatexia. Os sistemas de classificação mais abrangentes e amplamente utilizados baseiam-se em critérios como temperatura e pressão de formação, além de composição mineralógica e química, fornecendo subsídios fundamentais para a compreensão da gênese desses *melts*. Considerando a elevada complexidade textural, mineralógica, estrutural e petrogenética dos pegmatitos, este artigo tem como objetivo apresentar uma síntese dos conceitos-chave necessários à compreensão introdutória dessas rochas, incluindo definição, modelos petrogenéticos, estrutura interna e principais sistemas classificatórios. A leitura deste material é recomendada antes de um primeiro contato direto com pegmatitos, com o intuito de destacar as principais feições a serem observadas em qualquer estudo petrográfico e/ou petrogenético dessas rochas.

Palavras-chave: Estrutura interna de pegmatitos; Zonamento textural e mineralógico; Modelos petrogenéticos.

Abstract: Pegmatites are granitic igneous rocks characterized by coarse to very coarse graining and marked by a wide granulometric heterogeneity. This textural complexity is normally associated with mineralogical variations, which, in conjunction, define an internal structure composed of primary zones (contact, wall, intermediate and core) and, sometimes, secondary replacement zones. According to the most widely accepted petrogenetic models, pegmatite-forming melts may derive from magmatic fractionation of parental granitic plutons or by anatexis. The most comprehensive and widely used classification systems are based on criteria such as temperature and pressure of formation, as well as mineralogical and chemical composition, providing fundamental support for understanding the genesis of these melts. Considering the high textural, mineralogical, structural and petrogenetic complexity of pegmatites, this paper aims to present a synthesis of the key concepts necessary for an introductory understanding of these rocks, including definition, petrogenetic models, internal structure and main classification systems. Reading this material is recommended before first direct contact with pegmatites, in order to highlight the main features to be observed in any petrographic or petrogenetic study of these rocks.

Keywords: Internal structure of pegmatites; Textural and mineralogical zoning; Petrogenetic models

1. Introdução

Os pegmatitos têm se tornado cada vez mais foco de estudos devido principalmente a sua associação como depósito de lítio, um metal raro com crescente demanda global na indústria de eletrônicos (GRUBBER *et al.*, 2011). A gênese de pegmatitos está intimamente relacionada à cristalização fracionada de *melts* enriquecidos em elementos críticos e componentes voláteis como B, Li, F, P, H₂O e CO₂. Este processo resulta na concentração de elementos raros economicamente significativos, que incluem Be, Cs, Ga, Nb, Ta, Ti, Y e elementos terra rara (ETR) no *melt* residual (ČERNÝ, 1991; LONDON, 2018; SIMMONS *et al.*, 2003). Consequentemente, pegmatitos são tidos como depósitos não só de lítio, mas também dos demais elementos raros citados, além de importantes fontes de minerais industriais (e.g., quartzo, feldspato, micas) e minerais gemológicos (e.g., berilo, granada, turmalina) (SIMMONS *et al.*, 2012; LONDON, 2018).

Pegmatitos são rochas ígneas de composição granítica, que se distinguem das demais rochas ígneas (e.g., tonalitos, granitóides) pela sua textura complexa, marcada por uma granulação muito grossa, heterogeneidade granulométrica e uma extensa variedade textural, que inclui textura gráfica, textura de crescimento direcional, radial e/ou esqueletal (LONDON, 2008, 2018). Esta grande complexidade textural tende a ser acompanhada por variações mineralógicas, que em conjunto, permitem a caracterização de um possível zonamento interno dos corpos pegmatíticos, que pode ser do tipo simples, constituído apenas por zonas primárias, ou complexo, que ainda apresentam superposição de unidades secundárias de substituição tardia. Somado ao zonamento interno, pegmatitos ainda podem apresentar cavidades miarolíticas geradas durante os últimos estágios de cristalização de seus *melts* (CAMERON *et al.*, 1949; LONDON, 2018). Segundo os modelos petrogenéticos mais aceitos, os *melts* pegmatíticos podem ser formados a partir do fracionamento magmático de plútons graníticos parentais, ou por anatexia, um processo de fusão parcial de baixo grau de rochas pré-existentes (SIMMONS, 2007; SIMMONS e WEBBER, 2008).

Os sistemas de classificação de pegmatitos mais abrangentes e amplamente utilizados na atualidade consistem no Sistema de Classificação de Černý (1991), Černý e Ercit (2005), e o Novo Sistema de Classificação de Wise *et al.* (2022). O primeiro utiliza as condições de temperatura e pressão de formação pegmatítica e sua composição química como critérios de classificação, enquanto o último, utiliza sua composição mineralógica como critério de classificação de 1ª ordem. Segundo Wise *et al.* (2022), esses sistemas utilizam os principais critérios mensuráveis para o estudo de pegmatitos (composição química e mineralógica). Tais sistemas de classificação trazem considerações importantes sobre a origem e evolução dos *melts* pegmatíticos, sendo assim, essenciais para sua investigação petrogenética.

Mesmo que pegmatitos sejam rochas extensivamente estudadas em publicações e materiais de referência de cunho internacional, principalmente em função de suas elevadas concentrações de elementos raros, ainda são escassas as fontes que abordam os conceitos-chave para compreensão dessas rochas em língua portuguesa, as quais são de grande relevância e interesse para a divulgação científica, uso em cursos de graduação e como material base para sua identificação em campo. Desta forma, o objetivo deste artigo é trazer uma revisão dos conceitos-chave para uma compreensão inicial sobre pegmatitos, que inclui, definição, modelos petrogenéticos, estrutura interna, e principais sistemas de classificação baseados em características mensuráveis.

2. Definição de pegmatito

O termo pegmatito foi originalmente utilizado por Brogniart, em 1813, para se referir a rochas ígneas com intercrescimento de quartzo e microclina peritítica (K-feldspato), de modo que granitos com esta textura foram denominados de granitos gráficos. Posteriormente, em 1845, Haidinger ampliou o conceito de pegmatito para se referir também a segregações e diques graníticos de granulação muito grossa, independente da presença de granito gráfico (LONDON, 2008). Segundo definições mais recentes, pegmatito no *strictu sensu* é um termo textural, usado para descrever a textura grossa a muito grossa de rochas ígneas intrusivas (ČERNÝ *et al.*, 2003; SIMMONS, 2007; SIMMONS e WEBBER, 2008).

Uma definição mais completa e amplamente utilizada para pegmatitos é indicada por London (2008) e revisitada por London (2018). Segundo esses trabalhos, pegmatitos são rochas essencialmente ígneas, de composição majoritariamente granítica e originados de magmas silicosos enriquecidos em componentes voláteis (e.g., B, Li, F, P, CO₂ e H₂O) e elementos raros (e.g., Be, Cs, Ga, Nb, Ta, Ti, Y, ETR), que se distinguem das demais rochas ígneas pela sua textura complexa, marcada por granulação muito grossa, heterogeneidade granulométrica, zonamento mineralógico, e uma extensa variedade textural, que pode incluir textura gráfica, textura de crescimento direcional, radial e/ou esqueletal de seus minerais constituintes (Figura 1).

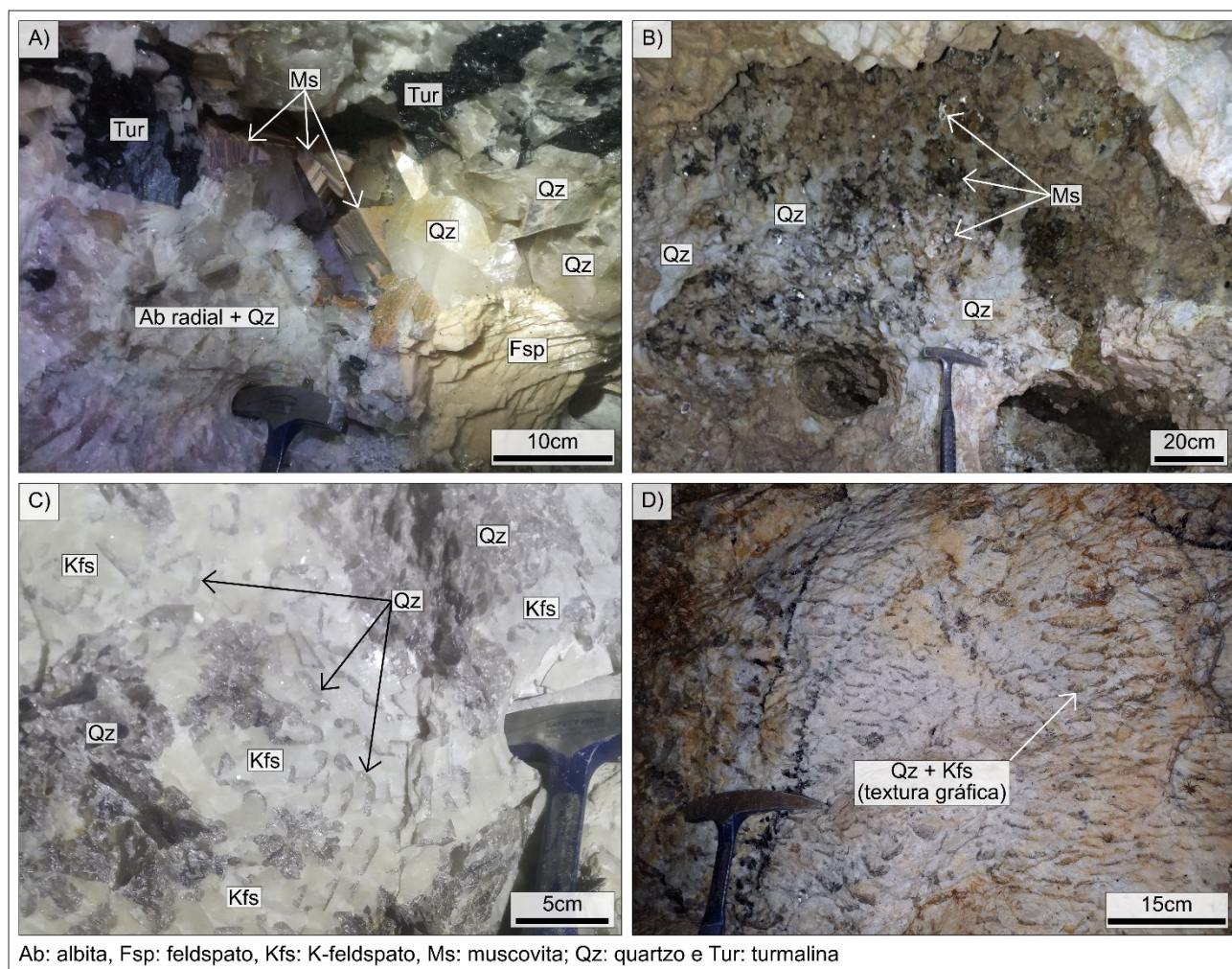


Figura 1 – Exemplos de pegmatitos do Distrito Pegmatítico de São José da Safira/MG evidenciando sua composição granítica e complexidade textural. A-B) Textura muito grossa formada por uma mineralogia predominantemente granítica. C-D) Textura gráfica formada pelo intercrescimento de quartzo (incolor) e microclina (K-feldspato - branco).
Fonte: Autores (2025).

A composição granítica predominante em pegmatitos é formada por quartzo, plagioclásio e K-feldpsatos em proporções similares e que geralmente somam mais de 80% de sua composição total, além de apatita, berilo, fluorita e turmalina como os minerais menores (<5%) e acessórios (<1%) mais comuns. Pegmatitos ainda podem exibir composições gabróicas, sieníticas, komatiíticas e carbonatíticas, porém essas variedades são incomuns e raramente descritas na literatura (LONDON, 2008, 2018; SIMMONS, 2007).

A temperatura média de intrusão do magma pegmatítico em sua rocha encaixante ocorre entorno de $700 \pm 50^\circ\text{C}$ (SIRBESCU *et al.*, 2008), enquanto a temperatura de cristalização desses magmas se concentra entre 400 a 700°C (MCCAFFREY e JOWITT, 2023).

A cristalização dos magmas pegmatíticos ocorre de forma rápida (BARROS, 2017; LONDON, 2018; SIMMONS *et al.*, 2003), em escala de dias (WEBBER *et al.*, 1999) a meses ou anos (CHAKOUMAKOS e LUMPKIN 1990). A rápida cristalização dos magmas pegmatíticos é atribuída ao seu enriquecimento em componentes voláteis, que causam a redução de sua taxa de nucleação, temperatura de cristalização e viscosidade, gerando fluidos supercríticos. O enriquecimento em voláteis ainda causa um aumento da taxa de difusão de íons, da solubilidade e da taxa de crescimento mineral, o que resulta na cristalização de menor quantidade de grãos minerais, porém de maiores dimensões, gerando a textura grossa a muito

grossa típica dos pegmatitos (SIMMONS, 2007; SIMMONS e WEBBER, 2008; VERNON, 2004).

3. Modelos petrogenéticos

Os modelos petrogenéticos mais aceitos atualmente para origem de pegmatitos consistem em: i) fracionamento magmático de plútons graníticos parentais, ou ii) anatexia, um processo de fusão parcial de baixo grau de rochas pré-existent (SIMMONS, 2007; SIMMONS e WEBBER, 2008) (Figura 2).

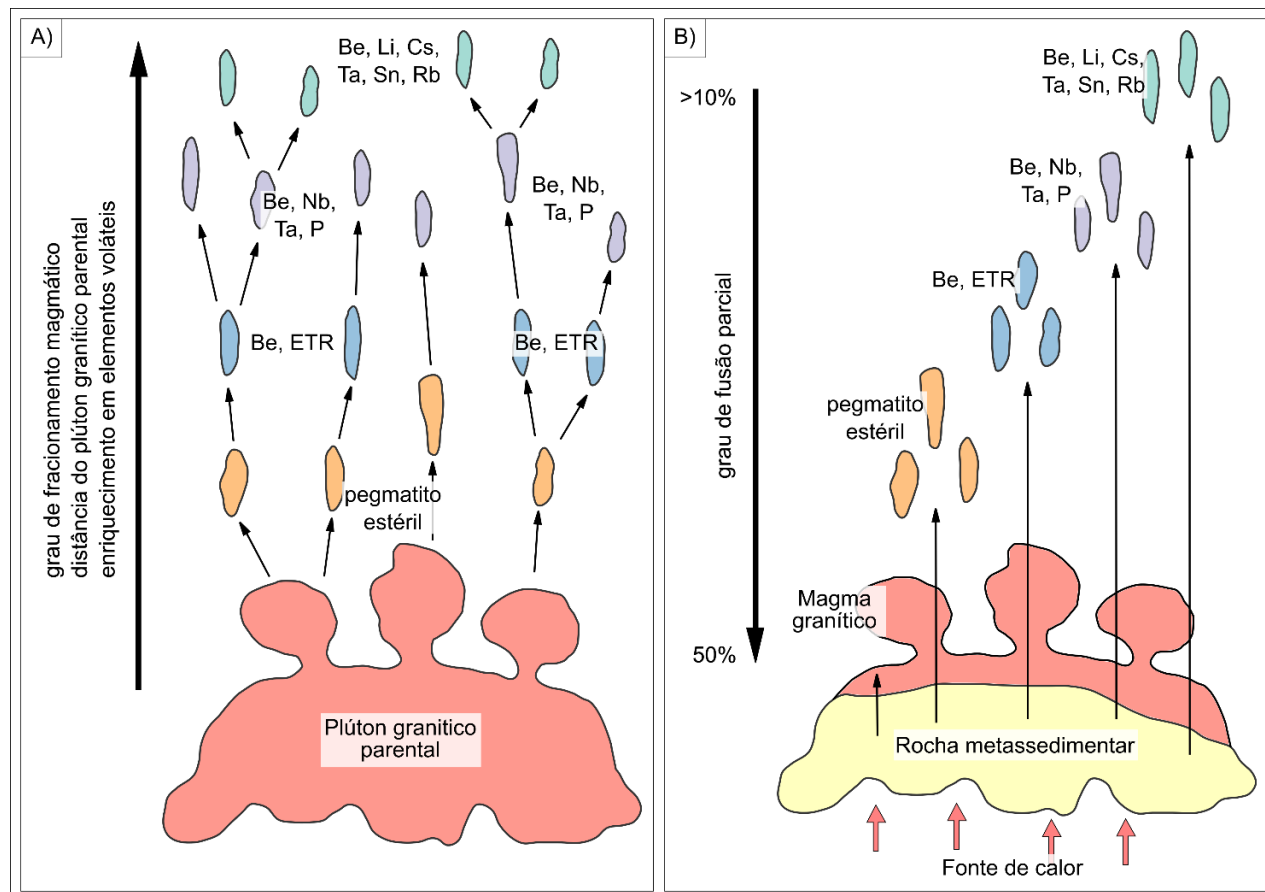


Figura 2 – Modelos petrogenéticos para formação de pegmatitos. A) Modelo de cristalização fracionada com indicação de pegmatitos formados em diferentes graus de fracionamento magmático. B) Modelo de anatexia com indicação de pegmatitos gerados em diferentes graus de fusão parcial.

Fonte: Modificado de Shearer *et al.* (1992).

3.1. Fracionamento magmático

No modelo por fracionamento magmático, os pegmatitos são formados a partir da cristalização de *melts* residuais provenientes dos estágios finais do fracionamento magmático de plútons graníticos parentais (Figura 2A). Neste modelo, os pegmatitos e seus respectivos granitos parentais são sin-orogênicos, comagmáticos e contemporâneos (SIMMONS e WEBBER, 2008).

Os primeiros estágios de cristalização dos plútons graníticos parentais são dominados pela formação de K-feldspato, Na-plagioclásio, quartzo e muscovita \pm biotita. A cristalização desses minerais é responsável pela incorporação dos elementos Si, Al, K, Na e O. No entanto, elementos de raio e/ou carga iônica muito elevados ou reduzidos (e.g., Cs^+ , Rb^+ , Sr^{2+} , Ta^{5+} , Nb^{5+} , P^{5+} , Th^{4+} , Ti^{4+} , ETR^{3+} , Li^+ , Be^{2+} e B^{3+}) dificilmente serão incorporados pela estrutura cristalina desses minerais. Neste caso, tais elementos são tidos como incompatíveis. Os elementos incompatíveis tendem a permanecer no

melt residual durante o processo de cristalização fracionada. O mesmo ocorre com a água e outros compostos voláteis presentes no sistema (e.g., B, F, Li e CO₂). Desta forma elementos incompatíveis e componentes voláteis vão sendo continuamente enriquecidos no *melt* residual durante o processo de cristalização fracionada do plúton granítico parental. Os *melts* residuais resultantes dos estágios finais deste processo são os *melts* pegmatíticos que, quando cristalizados, dão origem aos pegmatitos formados por fracionamento magmático (SIMMONS, 2007; SIMMONS *et al.*, 2003).

Neste modelo, o constante aumento na concentração de voláteis causa uma progressiva redução da viscosidade do *melt* residual. Em consequência, há um aumento progressivo da capacidade de migração desses fluidos por distâncias cada vez maiores (SIMMONS e WEBBER 2008). Sendo assim, o modelo de formação de pegmatitos por fracionamento magmático tende a apresentar uma distribuição concêntrica de seus pegmatitos em relação ao plúton granítico parental, de modo que, quanto maior a distância entre ambos, maior o grau de fracionamento da ocorrência pegmatítica (Figura 2A). Como resultado, forma-se um zonamento geoquímico regional (ČERNÝ, 1991; LONDON, 2008, SIMMONS e WEBBER, 2008).

3.2. Anatexia

No modelo por anatexia, os pegmatitos são formados a partir da cristalização de *melts* pegmatíticos gerados por fusão parcial de baixo grau de rochas pré-existentes (Figura 2B). Dentre os principais protólitos para este processo, destacam-se as sequências metassedimentares marinhas com intercalações de evaporitos. Essa rochas podem atuar tanto como fonte de elementos incompatíveis (e.g., Be, Ba, Cs, Nb, Rb, Sr, Ta, Ti, Th, U, Zr e ETR) quanto de componentes voláteis (e.g., B, F, Li, P, H₂O e CO₂), que são necessários para a formação dos *melts* pegmatíticos (SIMMONS e WEBBER, 2008).

De modo geral, a fusão de alto grau de rochas metassedimentares pode dar origem a grandes volumes de magmas graníticos peraluminosos tipo-S, onde seu fracionamento posterior é capaz de gerar os *melts* pegmatíticos. No entanto caso ocorra uma fusão parcial de baixo grau dessas rochas, os elementos incompatíveis e voláteis podem ser particionados para o fluido, dando origem diretamente aos *melts* pegmatíticos, sem a necessidade de fracionamento a partir de um magma granítico parental (SIMMONS, 2007; SIMMONS *et al.*, 1995; SHAW *et al.*, 2016) (Figura 2B).

Segundo Černý *et al.* (2012), a maior parte dos elementos incompatíveis e voláteis que definem a assinatura dos *melts* pegmatíticos formados por anatexia está presente nas micas claras (muscovita, paragonita, fengita) e biotitas de seus protólitos metassedimentares. Esses minerais micáceos tendem a ser fortemente desidratados durante o início do processo de fusão parcial (fusão parcial de baixo grau), o que torna os elementos incompatíveis e voláteis disponíveis no *melt* gerado. Este processo não tende a se estender continuamente devido às baixas concentrações de fundentes (e.g., Na e Li) na rocha total. Desta forma, o processo de fusão dessas sequências metassedimentares tende a ser interrompido em baixo grau de fusão parcial, dando origem aos *melts* pegmatíticos gerados por anatexia.

Neste modelo, a fonte de calor responsável pela fusão parcial de baixo grau pode estar relacionada a intrusões graníticas adjacentes, sem a necessidade dessas intrusões serem comagmáticas aos *melts* pegmatíticos gerados (BARROS, 2017). Diferentemente dos pegmatitos formados por cristalização fracionada, a distribuição espacial de pegmatitos formados por anatexia não exibe um zonamento geoquímico regional evidente (ČERNÝ, 1991).

4. Estrutura interna dos pegmatitos

O corpos pegmatíticos podem ser descritos em função de sua estrutura interna como: i) simples ou não zonados; ii) de zonamento simples; ou iii) de zonamento complexo. Quando presente, o zonamento interno em pegmatitos é marcado por variações texturais e/ou mineralógicas (Figuras 3 e 4) (CAMERON *et al.*, 1949; LONDON, 2018).

Pegmatitos simples ou não zonados são corpos homogêneos em textura e composição mineralógica, e representam a variedade mais comum dentre os demais. Esses pegmatitos estão geralmente associados a rochas encaixantes de alto grau metamórfico, de temperaturas entorno de 800°C e pressões acima de 2,5kbar (CAMERON *et al.*, 1949; LONDON, 2008). A composição mineralógica de pegmatitos simples é predominantemente formada por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, além de quantidades subordinadas de minerais do grupo da mica (SIMMONS *et al.*, 2003; LONDON, 2018).

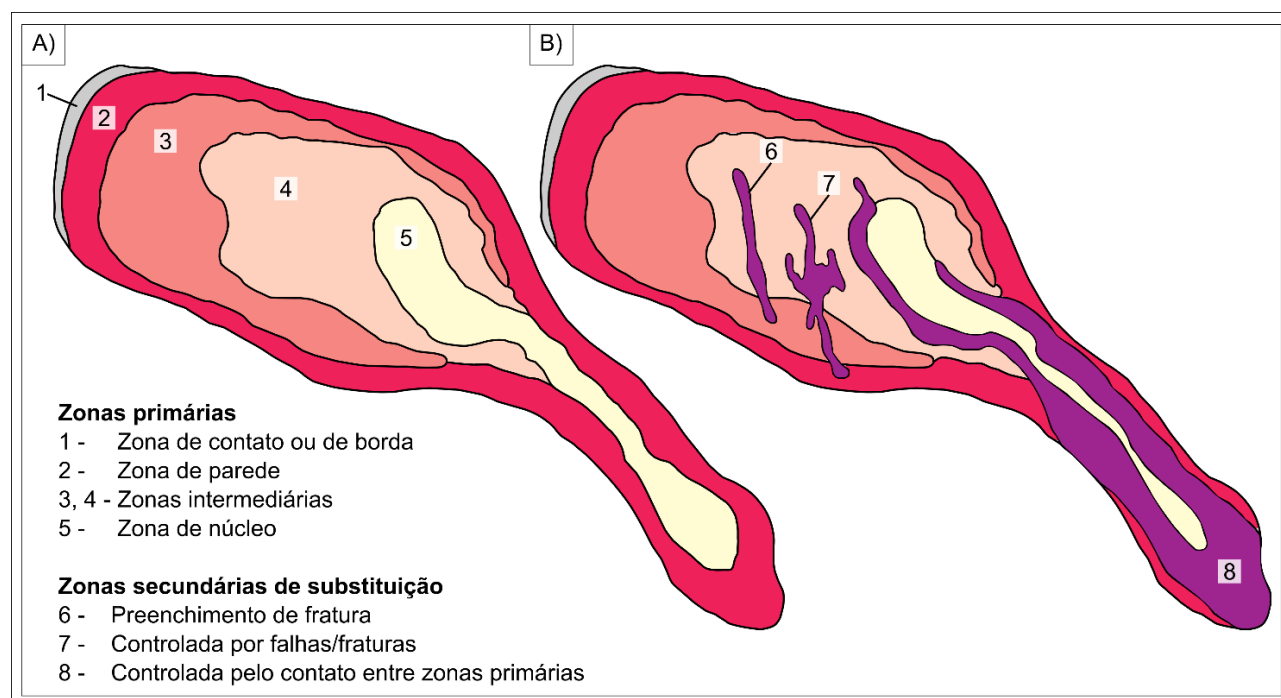


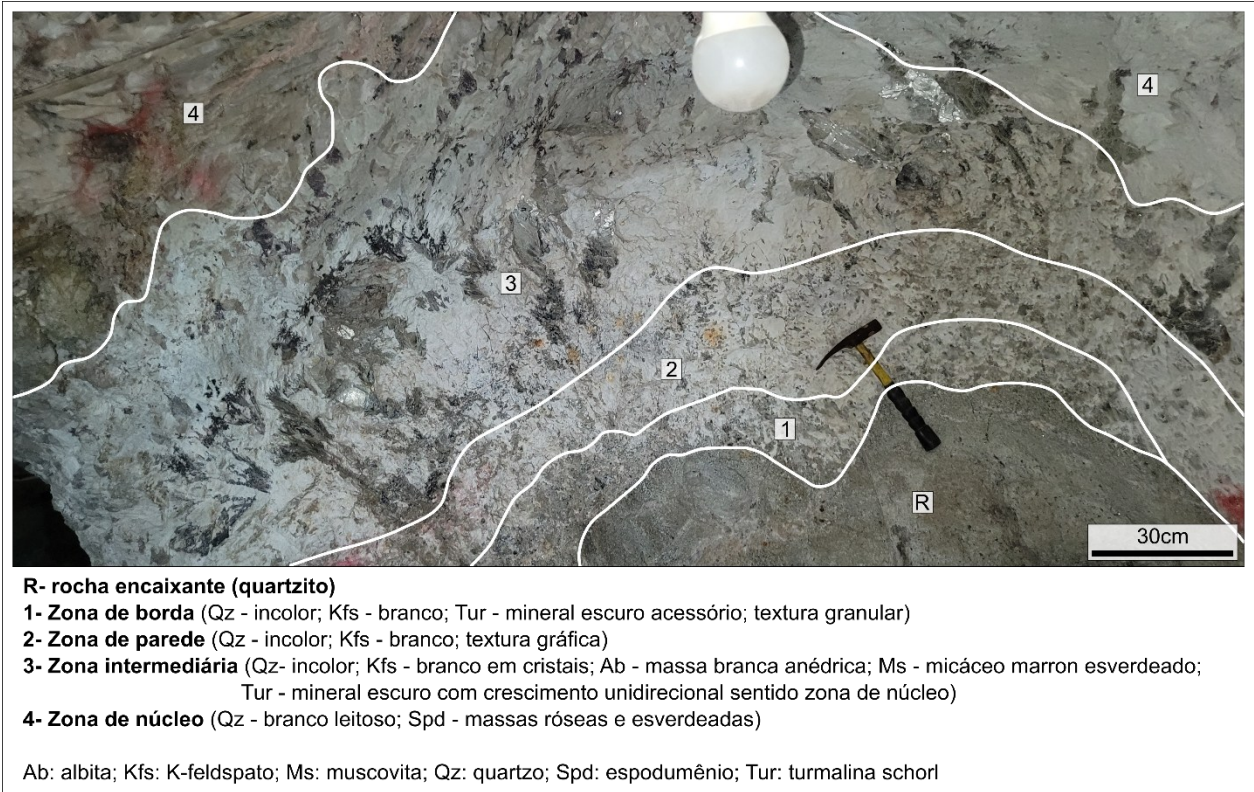
Figura 3 – Representação esquemática da estrutura interna de pegmatitos. A) Pegmatito de zonamento simples. B) Pegmatito de zonamento complexo.

Fonte: Modificado de Simmons *et al.* (2003).

Pegmatitos de zonamento simples são corpos não uniformes e que apresentam um zonamento interno marcado por variações texturais e/ou mineralógicas. Da parte mais externa para a parte mais interna, o zonamento desses pegmatitos é formado pela zona de contato ou de borda, zona de parede, uma ou mais zonas intermediárias e a zona de núcleo (Figuras 3A e 4). Essas zonas são estruturas primárias, formadas a partir do resfriamento e cristalização fracionada do próprio *melt* pegmatítico, com tendência de cristalização no sentido borda-núcleo evidenciado pelo aumento da granulação e crescimento direcional de seus minerais em direção ao núcleo. Este zonamento é geralmente concêntrico e tende a acompanhar o formato externo do corpo pegmatítico (CAMERON *et al.* 1949; LONDON, 2008, 2018; SIMMONS, 2007). A Figura 5 apresenta as principais características de cada uma dessas zonas.

Pegmatitos de zonamento complexo exibem as mesmas zonas primárias que os pegmatitos de zonamento simples (zonas de contato ou borda, parede, intermediária e núcleo), com a diferença da superposição de zonas secundárias de substituição ou de alteração metassomática tardia. As zonas secundárias ocorrem como massas irregulares, que tendem a se concentrar ao longo do contato entre as zonas de núcleo e intermediária, ou como preenchimento de fraturas internas (Figura 3B). Aparentemente, as zonas de substituição resultam da interação entre o *melt* pegmatítico residual altamente fracionado e os minerais primários, promovendo a albitização de K-feldspatos. Esta reação de substituição acaba liberando K_2O para o *melt* residual, e tende a resultar na formação de uma associação mineral secundária composta por albita + mica \pm lepidolita (CAMERON *et al.*, 1949; SIMMONS, 2007). Diferente das zonas primárias, as zonas secundárias de substituição podem não ser concêntricas, nem mesmo seguir o formato externo do corpo pegmatítico (SIMMONS, 2007).

Os pegmatitos de zonamento complexo são formados a partir da cristalização de *melts* pegmatíticos residuais fortemente fracionados e enriquecidos em elementos incompatíveis e componentes voláteis (SIMMONS, 2007). Esses pegmatitos geralmente se situam mais distantes de seus granitos parentais e são muito raros comparado aos demais tipos (<1% das ocorrências dentro de um distrito pegmatítico) (CAMERON *et al.*, 1949).



R- rocha encaixante (quartzito)
1- Zona de borda (Qz - incolor; Kfs - branco; Tur - mineral escuro acessório; textura granular)
2- Zona de parede (Qz - incolor; Kfs - branco; textura gráfica)
3- Zona intermediária (Qz- incolor; Kfs - branco em cristais; Ab - massa branca anédrica; Ms - micáceo marron esverdeado; Tur - mineral escuro com crescimento unidirecional sentido zona de núcleo)
4- Zona de núcleo (Qz - branco leitoso; Spd - massas róseas e esverdeadas)

Ab: albita; Kfs: K-feldspato; Ms: muscovita; Qz: quartzo; Spd: espodumênio; Tur: turmalina schorl

Figura 4 – Foto do pegmatito Quintos da Província Pegmatítica da Borborema/RN evidenciando suas zonas primárias internas.

Fonte: Autores (2025).

Zona	Textura	Principais minerais	Minerais acessórios	Outras características
Contato ou borda	granulação fina, textura granular, possível camada aplítica com grãos milimétricos	plagioclásio, quartzo ± muscovita	apatita, berilo, biotita, columbita, granada, magnetita, microclina, turmalina schorl	contato com a rocha encaixante
Parede	granulação grossa, textura gráfica, textura de crescimento unidirecional	K-feldspato ou plagioclásio, quartzo ± muscovita	apatita, berilo, granada, turmalina schorl	abrupto aumento da granulação
Intermediária (uma ou várias)	granulação muito grossa, cavidades miarolíticas	K-feldspato, quartzo, muscovita, Na-plagioclásio	berilo, fosfatos, óxidos de Nb e Ta, turmalina schorl a elbaíta	zona de maior espessura, maior quantidade de K-feldspato
Núcleo	granulação grossa, textura maciça	quartzo	albita, berilo, espodumênio, fosfatos	normalmente monominerálica

Figura 5 – Principais características das zonas primárias internas de pegmatitos zonados. As cores usadas para cada zona primária foram as mesmas indicadas na Figura 3.

Fonte: Compilado de Cameron *et al.* (1949), London (2008, 2018), Simmons (2007).

4.1. Cavidades miarolíticas

Cavidades miarolíticas em pegmatitos podem ser do tipo primária ou secundária, de modo que as cavidades primárias são mais susceptíveis para o crescimento de minerais gemológicos em seu interior, portanto, possuem maior importância econômica na produção de minerais gema (CASSEDANNE e PHILIPPO, 2015; SIMMONS, 2007; SIMMONS *et al.*, 2003). As cavidades miarolíticas primárias tendem a se concentrar na zona intermediária de pegmatitos de zonamento simples ou complexo, nas proximidades do contato com a zona de núcleo. Essas cavidades podem estar preenchidas por minerais, fluidos aquosos e/ou material argiloso (CAMERON *et al.*, 1949; LONDON, 2008; SIMMONS, 2007).

As cavidades miarolíticas primárias representam bolhas compostas por componentes voláteis aprisionadas em um *melt* pegmatítico de baixa densidade. A formação das cavidades miarolíticas primárias ocorre pela exsolução de elementos voláteis como resultado de dois processos principais, ou pela combinação de ambos: i) decompressão adiabática durante a ascensão do *melt* pegmatítico na crosta; e/ou ii) supersaturação pelo enriquecimento residual em elementos voláteis durante a própria cristalização fracionada do *melt* pegmatítico (SIMMONS, 2007; SIMMONS *et al.*, 2003). Essas cavidades tendem a se formar durante os estágios finais de cristalização do *melt* pegmatítico (SIMMONS, 2007), sob condições de temperatura em cerca de $420 \pm 45^\circ\text{C}$, sempre menores comparado a cristalização do restante do corpo pegmatítico que ocorre entre 400 e 700°C (MCCAFFREY e JOWITT, 2023). Cavidades miarolíticas primárias podem demorar milhares de anos para atingir seu último estágio de cristalização, em detrimento à rápida cristalização do restante do corpo pegmatítico, que ocorre na escala de dias, meses ou anos (LONDON, 2018).

Em contraste, as cavidades miarolíticas secundárias, também conhecidas como cavidades de dissolução, são formadas por reações de substituição secundária responsáveis pela dissolução de parte da assembleia mineral primária e consequente formação de minerais secundários. Essas reações podem ocorrer devido a introdução de fluidos metassomáticos, hidrotermais e/ou água meteórica em estágios pós-cristalização do *melt* pegmatítico (CASSEDANNE e PHILIPPO, 2015; SIMMONS, 2007; SIMMONS *et al.*, 2003).

5. Sistemas de classificação

Segundo Müller *et al.* (2022), todo sistema de classificação, como um processo de denominar e categorizar objetos de acordo com semelhanças observáveis, deve ser baseado em critérios mensuráveis. Aqui serão descritos os sistemas de classificação de pegmatitos proposto por Černý (1991) revisitado por Černý e Ercit (2005), e o Novo Sistema de Classificação proposto por Wise *et al.* (2022) pois, além desses sistemas de classificação se basearem em critérios mensuráveis em se tratando de pegmatitos (P-T de formação do pegmatito, composição química e mineralógica), são considerados os mais abrangentes e amplamente utilizados na atualidade.

5.1. Sistema de Classificação de Černý (1991) revisitado por Černý e Ercit (2005)

O Sistema de Classificação de pegmatitos proposto por Černý (1991) e revisitado por Černý e Ercit (2005) se baseia principalmente na profundidade e condições P-T de formação do pegmatito, inferidas a partir das condições P-T de metamorfismo de sua rocha encaixante. Este sistema distingue cinco classes pegmatíticas: Abissal, Muscovítico, Muscovítico-elemento raro, Elemento raro e Miarolítico (Figura 6). Com base na assinatura geoquímica e constituintes mineralógicos, essas classes são subdivididas em subclasses, tipos e subtipos (Figura 6).

Além disso, Černý (1991) e Černý e Ercit (2005) ainda propõem uma classificação para pegmatitos de forma isolada, que utiliza sua assinatura geoquímica como principal critério de classificação, visando investigar sua petrogênese e características composicionais de seus plútons graníticos parentais e/ou rochas fontes de fusão parcial. Esta classificação define três famílias: NYF) pegmatitos enriquecidos em nióbio-ítrio-flúor; LCT) pegmatitos enriquecidos em lítio-césio-tântalo; e NYF+LCT) pegmatitos com assinatura química mista (Figura 6).

5.1.1. Classes

A classe Abissal engloba pegmatitos formados sob condições de pressão entre 4 a 9 kbar e temperaturas entre 700 a 800°C , associados a rochas encaixantes de fácies anfibolito superior a granulito (Figura 7). Sua assinatura geoquímica é caracterizada pela presença de B, Be, ETR, Th e U. Pegmatitos desta classe são geralmente formados por anatexia, e raramente estão associados a um granito parental (ČERNÝ e ERCIT, 2005).

A classe Muscovítico engloba pegmatitos gerados sob condições de pressão entre 5 a 8 kbar, e temperaturas entre 580

a 650°C, associados a rochas encaixantes de fácies anfibolito de alta pressão (Figura 7). Os pegmatitos desta classe são estéreis, caracterizados por uma predominância de feldspato, quartzo e micas industriais. Sua assinatura geoquímica pode incluir Ba, Ca, Fe>Mn e Sr. Geneticamente, esses pegmatitos podem representar produtos de anatexia, ou estarem associados a um restrito fracionamento magmático de granitos parentais (ČERNÝ e ERCIT, 2005).

Classe	Subclasse	Tipo	Subtipo	Família
Abissal	ETR pesados	-	-	NYF
	ETR leves	-	-	NYF
	U	-	-	NYF
	B, Be	-	-	LCT
Muscovítico	-	-	-	LCT
Muscovítico- elemento raro	ETR	-	-	NYF
	Li	-	-	LCT
Elemento raro	ETR	Allanita-monazita	-	NYF
	ETR	Euxenita	-	NYF
	ETR	Gadolinita	-	NYF
	Li	Berilo	Berilo-columbita	LCT
	Li	Berilo	Berilo-columbita-fosfato	LCT
	Li	Complexo	Espodumênio	LCT
	Li	Complexo	Petalita	LCT
	Li	Complexo	Lepidolita	LCT
	Li	Complexo	Elbaíta	LCT
	Li	Complexo	Amblygonita	LCT
	Li	Albita-espodumênio	-	LCT
	Li	Albita	-	LCT
Miarolítico	ETR	Topázio-berilo	-	NYF
	ETR	Gadolonita-fergusonita	-	NYF
	Li	Berilo-topázio	-	LCT
	Li	Espodumênio	-	LCT
	Li	Petalita	-	LCT
	Li	Lepidolita	-	LCT

Figura 6 – Classificação de pegmatitos graníticos pelo sistema de Classificação de Černý (1991) e Černý e Ercit (2005).
Fonte: Černý e Ercit (2005).

A classe Muscovítico-elemento raro é caracterizada por pegmatitos formados sob moderadas condições de pressão (3 a 7 kbar) e temperatura (520 a 650°C), associados a rochas encaixantes de fácies metamórfica anfibolito (Figura 7). Esses

pegmatitos ocupam posição intermediária entre Muscovítico e Elemento raro, com características de ambas as classes, podendo conter tanto minerais industriais (e.g., feldspatos, muscovita, quartzo) quanto minerais de elemento-raro (e.g., berilo, cassiterita, grupo da columbita, silicatos de Li e óxidos de ETR, Nb e U). Sua assinatura geoquímica tende a ser caracterizada pela presença de Be, ETR, Li, Nb-Ta, Th, Ti, U e Y. Geneticamente, esses pegmatitos tendem a ser discordantes com a foliação metamórfica da rocha encaixante e ocasionalmente exibem zonamento geoquímico regional com evolução relacionada a um granito parental (ČERNÝ e ERCIT, 2005).

A classe Elemento raro reúne pegmatitos formados sob condições de baixa pressão (2 a 4 kbar) e temperaturas entre 450 a 650°C, associados a rochas encaixantes de fácies metamórfica xisto verde a anfibolito (Figura 7). Sua assinatura geoquímica pode incluir B, Be, Cs, ETR, F, Li, Nb>Ta, P, Rb, Sn, Th, Ti, U, Y e Zr. Geneticamente, esta classe se subdivide em: i) pegmatitos formados pelo fracionamento de plútons graníticos metaluminosos a peraluminosos, pós-orogênico a anorogênico, gerados em ambiente crustal extensivo; ou ii) pegmatitos gerados pelo fracionamento de plútons graníticos peraluminosos, sin- a tardi-orogênicos, típicos de regime orogênico compressivo (ČERNÝ, 1991).

A classe Miarolítico representa pegmatitos com abundância em cavidades miarolíticas primárias. Cavidades miarolíticas podem ser encontradas em todas as outras classes pegmatíticas, mas em quantidades e dimensões muito menores. Os pegmatitos da classe Miarolítico são formados sob condições de pressão extremamente baixas (1,5 a 3kbar) e temperaturas entre 400 a 500°C, associados a rochas encaixantes de fácies metamórfica xisto verde a anfibolito de baixa pressão (Figura 7). A assinatura geoquímica desses pegmatitos é marcada pela presença de B, Be, ETR, F, Li, Nb, Ti, U, Y e Zr. Geneticamente, os pegmatitos desta classe podem ter sua origem a partir i) do fracionamento de granitos parentais anorogênicos, ou ii) do fracionamento de plútons graníticos peraluminosos sin- a tardi-orogênicos, típicos de regime orogênico compressivo (ČERNÝ e ERCIT, 2005).

5.1.2. Famílias

Pegmatitos da família NYF são caracterizados pelo enriquecimento em nióbio-ítrio-fluór, além de Nb>Ta, Be, ETR pesados, Sc, Ti, Th, U, Zr, e elevadas razões de FeO/MgO. Sua mineralogia característica inclui columbita-Nb, euxenita (óxido de Y, Ce, U, Th e Nb), fergusonita (óxido de Nb e Y), gadolinita (silicato de Ce, La, Nd e Y), hematita, magnetita, berilo, feldspato e quartzo, além de allanita, monazita e xenotima (fosfato de Y) como minerais acessórios (ČERNÝ, 1991; ČERNÝ e ERCIT, 2005). Quantidades consideráveis de fluorita e topázio geralmente são encontradas nesses pegmatitos, o que evidencia seu enriquecimento em F (ČERNÝ e ERCIT, 2005; MAHMOUD, 2019). Biotita é a mica predominante em pegmatitos da família NYF (LONDON, 2018). Os pegmatitos da família NYF tendem a exibir assinatura metaluminosa (ČERNÝ e ERCIT, 2005). Pegmatitos desta família tendem a exibir menor grau de fracionamento comparado a pegmatitos da família LCT (BARROS, 2017; ČERNÝ, 1991; ČERNÝ e ERCIT, 2005).

Segundo sumarizado em Černý e Ercit (2005) e discutido detalhadamente em Černý (1991), evidências geoquímicas, petrológicas e isotópicas sugerem diferentes modelos de formação para os *melts* formadores de pegmatitos da família NYF: i) diferenciação de magmas basálticos mantélicos; ii) fusão de protólitos da crosta intermediária a inferior modificados por fusões anteriores que causaram a mobilização de Li, Cs e Ta e conservação dos elementos Ni, Y e F; iii) fusão de litologias juvenis não depletadas em ambiente orogênico; iv) uma combinação dos processos (ii) e (iii); ou v) fusão de crosta sílica enriquecida em elementos NYF por fluidos derivados do manto.

Pegmatitos da família LCT são tipicamente enriquecidos em lítio-césio-tântalo, além de Ta>Nb, B, Be, Cs, Ga, F, Hf, Mn, P, Rb e Sn, e exibem alto grau de fracionamento (BARROS, 2017; ČERNÝ, 1991; ČERNÝ e ERCIT, 2005; LONDON, 2008; SIMMONS e WEBBER, 2008). A associação mineral dos pegmatitos desta família é caracterizada pela presença de espodumênio, lepidolita, petalita (filossilicato de Li e Al), amblygonita-montebrazita (fosfatos de Li e Al), albita, K-feldspato, muscovita e quartzo, além de fluorapatita, berilo, Ta-columbita, turmalina elbaíta (turmalina rica em Na e Li), granada e topázio como minerais acessórios. O enriquecimento em Li é a principal característica desses pegmatitos (ČERNÝ e ERCIT, 2005). A grande abundância em Li é geralmente atribuída a fusão de micas presentes na rocha fonte, e pela incompatibilidade deste elemento químico em minerais residuais (LONDON, 2008). A maior abundância em Ta em relação a Nb para pegmatitos LCT indica maior grau de fracionamento comparado a pegmatitos da família NYF (LINNEN *et al.*, 2012). Os pegmatitos LCT tendem a ser peraluminosos (ČERNÝ e ERCIT, 2005).

Segundo sumarizado em Černý e Ercit (2005), *melts* formadores de pegmatitos da família LCT podem ser formados por: i) anatexia de protólitos metavulcânicos e/ou metassedimentares da crosta superior a intermediária não depletada; ii) anatexia de baixo grau de rochas do embasamento; ou iii) fracionamento magmático de alto grau de plútons graníticos parentais.

Pegmatitos da família NYF+LCT possuem características geoquímicas e mineralógicas mistas das duas famílias

anteriores. Pegmatitos NYF+LCT tendem a exibir assinatura geoquímica moderadamente peraluminosa a metaluminosa. Os principais modelos propostos para a origem dos *melts* pegmatíticos NYF+LCT incluem: i) contaminação de magmas portadores de elementos NYF de crosta depletada por fusão de litologias supracrustais não depletadas; ii) fusão de protólito crustal parcialmente depletado; ou iii) anatexia de protólitos mistos depletados e não depletados (ČERNÝ e ERCIT, 2005).

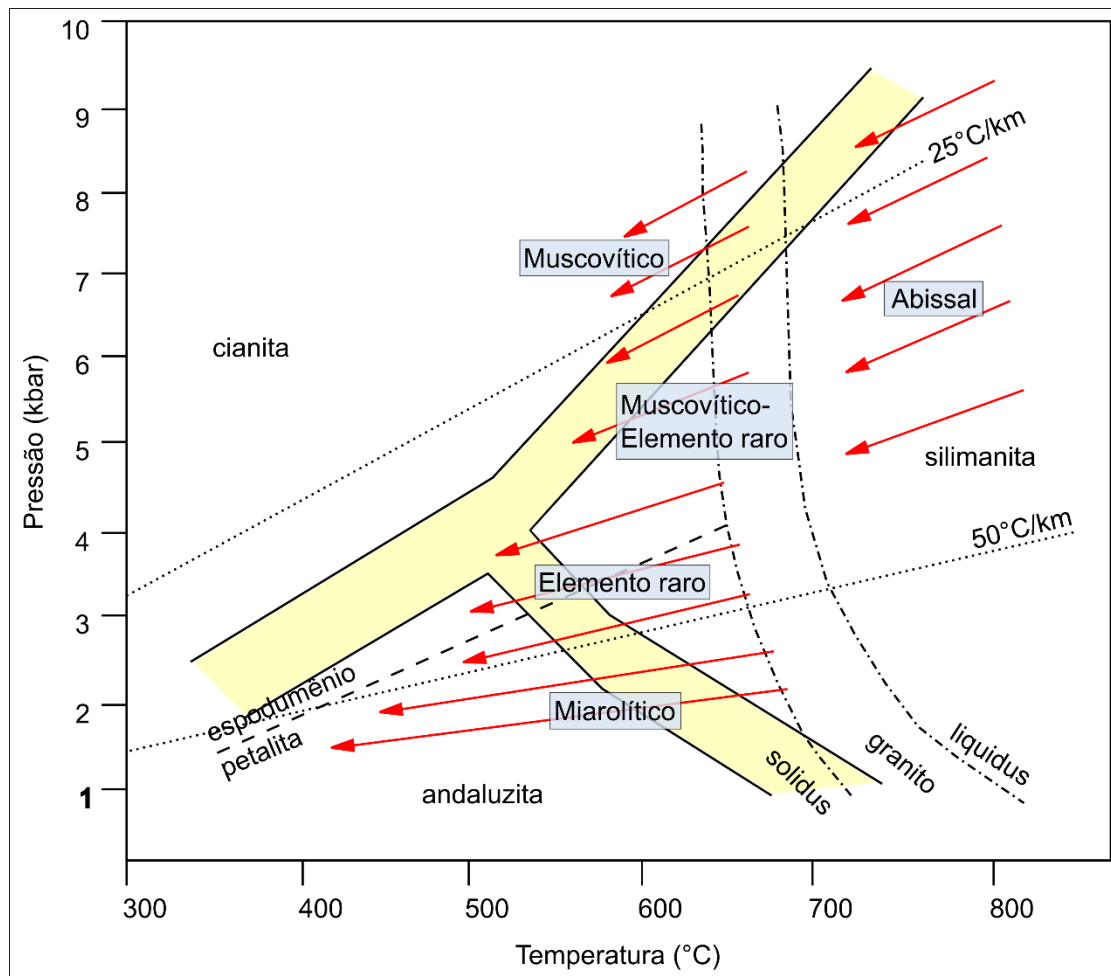


Figura 7 – Diagrama P-T mostrando as condições de pressão e temperatura de formação de pegmatitos das classes Abissal, Muscovítica, Muscovítica-Elemento raro, Elemento raro e Miarolítica. As setas indicam as tendências de fracionamento pegmatítico relacionado ao grau metamórfico das rochas encaixantes.

Fonte: Modificado de Černý e Ercit (2005).

5.2. Novo Sistema de Classificação de Wise *et al.* (2022)

O Novo Sistema de Classificação para pegmatitos proposto por Wise *et al.* (2022) utiliza a associação mineral primária como critério de classificação de 1ª ordem, definido os Grupos 1, 2 e 3 (Figura 8), seguido por um refinamento baseado na química mineral do corpo pegmatítico, que permite sua classificação petrogenética em RMG (*melts* residuais de magmatismo granítico) ou DPA (produto direto de anatexia) (Figura 9). Segundo Wise *et al.* (2022), além dos constituintes mineralógicos e geoquímicos serem características mensuráveis, ainda são possíveis de serem identificadas com observações iniciais de campo.

5.2.1. Grupos

O Grupo 1 inclui pegmatitos enriquecidos em B, Be, Cs, F, Ga, Li, P, Rb, Sn, Ta>Nb que podem ser separados em três tipos: i) pegmatitos berilo ± fosfatos; ii) pegmatitos enriquecidos em Li, com espodumênio ou petalita dominante; ou iii) pegmatitos com lepidolita ou turmalina elbaíta como principais fases minerais de Li (Figura 8). De modo geral, os pegmatitos deste grupo tendem a apresentar enriquecimento em P comparado aos demais grupos e são caracterizados pela presença de fluorapatita, grafitonita, sarcopsídeo e trifinita-litiofilita. As ocorrências pegmatíticas de maior grau de fracionamento deste grupo ainda podem conter minerais da série amblygonita-montebrasita e albita do tipo cleavelandita (WISE *et al.*, 2022).

Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3
pegmatitos com berilo ± fosfatos	pegmatitos enriquecidos em minerais de Fe	pegmatitos com andalusita, cianita, cordierita ou silimanita primárias
Berilo ± columbita ± trifilita ± grafitonita	Arfvedsonita-ribequita ± faialita	Andalusita ± silimanita ± corindon
Berilo + amblygonita + columbita	Arfvedsonita-ribequita ± aegirina ± fluorita	Cianita ± rutilo
pegmatitos enriquecidos em Li com espodumênio ou petalita dominante	pegmatitos com magnetita ± uraninita ± óxidos e silicatos de ETR	Cordierita ± berilo
Amblygonita + espodumênio	Uraninita ± magnetita	Safirina + silimanita
Espodumênio ± petalita	Faialita ± magnetita	pegmatitos com crisoberilo
pegmatitos com lepidolita ou turmalina elbaíta como principais fases de Li	Allanita ± gadolinita	Crisoberilo ± berilo ± schorl
Espodumênio ± elbaíta	Allanita ± monazita ± euxenita	pegmatitos com borossilicato, dumortierita, grandierita e werdingita como mineralização de B
Espodumênio + lepidolita + elbaíta	Allanita ± berilo ± columbita	Dumortierita ± grandierita ± borossilicato
Espodumênio + albita	Gadolinita ± euxenita ± fergusonita	Dumortierita ± schorl
Lepidolita + elbaíta	pegmatitos enriquecidos em Be e F	
Elbaíta ± danburita ± hambergita ± zeólita	Berilo ± topázio ± fluorita	
	Berilo ± fenaquita	
	Microclina (amazonita) ± fluorita	
	Microclina (amazonita) ± topázio ± fluorita	

Figura 8 – Classificação de pegmatitos em grupos com base em seus constituintes minerais segundo Novo Sistema de Classificação proposto por Wise *et al.* (2022).

Fonte: Wise *et al.* (2022).

O Grupo 2 engloba os pegmatitos predominantemente compostos por quartzo e feldspato, além de fluorita, helvita, magnetita e opala hialita como minerais acessórios que auxiliam na sua distinção dos pegmatitos do Grupo 1. Outras características marcantes que diferenciam os pegmatitos do Grupo 2 dos demais, incluem sua predominância de microclina com níveis de amazonita dentre os feldspatos alcalinos, predomínio de biotita dentre os minerais micáceos, presença de quartzo variedade ametista e, quando presente, as granadas tendem a ser do tipo espessartita. Os principais tipos de pegmatitos deste grupo são: i) pegmatitos enriquecidos em minerais de Fe, como biotita, faialita e anfibólio sódico; ii) pegmatitos com magnetita, uraninita, óxidos e silicatos de ETR; e iii) pegmatitos de elevados teores de Be e F, contendo berilo, fluorita e topázio (Figura 8). Criolita, fluorita e topázio são as principais fases minerais portadoras de F nos

pegmatitos deste grupo, enquanto Fe-lepidolita e zinnwaldita são os principais minerais portadores de Li (WISE *et al.*, 2022).

O Grupo 3 categoriza pegmatitos fortemente peraluminosos, com associação mineral formada essencialmente por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, além de biotita, granada, muscovita e turmalina como minerais acessórios. Os principais tipos de pegmatitos deste grupo são: i) pegmatitos com andalusita, cianita, cordierita ou silimanita primárias; ii) pegmatitos com crisoberilo; e iii) pegmatitos com borossilicato, dumortierita, grandierita e werdingita, como mineralizações de B (Figura 8). Em adição, os pegmatitos deste grupo podem conter coríndon, ilmenita, ferbiritita, fluorapatita, Ce-monazita, rutilo e Y-xenotima (WISE *et al.*, 2022).

5.2.2. Tipos

Pegmatitos do tipo RMG (*melts* residuais de magmatismo granítico) tem sua origem a partir do fracionamento magmático de plútons graníticos parentais de composição peralcalina, metaluminosa ou peraluminosa, podendo ser do tipo-S, -A ou -I. Pegmatitos RMG enriquecidos em B, Be, Cs, F, Li, Nb, P, Rb e Ta e com baixos teores de ETR, Ti, Y e Zr tendem a ser do Grupo 1 e possuem granitos peraluminosos do tipo-S como plúton granítico parental. Tais pegmatitos e respectivos plútons parentais são interpretados como de origem orogênica. Os pegmatitos com elevadas concentrações em Cl, F Ga, ETR, Nb, Ti, Th, U, Y, Zn e Zr tendem a ser do Grupo 2, apresentam granitos peralcalinos ou metaluminosos do tipo-A como plútons parentais. Esses pegmatitos e seus respectivos plútons graníticos parentais tem sua origem relacionada a ambiente pós-orogênico ou anorogênico. Os pegmatitos derivados de granitos metaluminosos a peraluminosos do tipo-I podem pertencer tanto ao Grupo 1 quanto ao Grupo 2 (Figura 9 - WISE *et al.*, 2022).

RMG (pegmatitos formados por <i>melts</i> residuais de magmatismo granítico)			
Rocha fonte	Granito tipo-S	Granito tipo-A	Granito tipo-I
Composição química do granito parental	Peraluminoso	Peralcalino ou metaluminoso	Peraluminoso a metaluminoso
Relação do pegmatito com a fonte	Interior a marginal	Interior a marginal	Interior a marginal
Grupo de pegmatito	Grupo 1	Grupo 2	Grupos 1 ou 2
Assinatura geoquímica	B, Be, Cs, Li, Nb, P, Sn, Ta	Be, F, ETR, Nb	B, Be, Ca, ETR, Li, Nb, Ti
DPA (pegmatitos formados por produto direto de anatexia)			
Rocha fonte	Rochas de fácies anfibolito a granulito	Rochas de fácies anfibolito a granulito	Rochas de fácies anfibolito a granulito
Relação do pegmatito com a fonte	Segregação de <i>melts</i> anatóticos	Segregação de <i>melts</i> anatóticos	Segregação de <i>melts</i> anatóticos
Grupo de pegmatito	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3
Assinatura geoquímica	B, Be, Li, Nb, P, Ta	Be, ETR, U	Al, B, Be

Figura 9 – Principais características para pegmatitos dos tipos RMG (*melts* residuais de magmatismo granítico) e DPA (produto direto de anatexia) segundo Novo Sistema de Classificação proposto por Wise *et al.* (2022).

Fonte: Wise *et al.* (2022).

Pegmatitos do tipo DPA (produto direto de anatexia) são originados por fusão parcial de rochas supracrustais (e.g., rochas metassedimentares) e litologias relacionadas a fonte mantélica (e.g., anfibolitos, gnaisses), sem relação com plútons graníticos parentais. Esses pegmatitos ocorrem geralmente em forma de lentes e diques intrudidos em terrenos de elevado grau metamórfico (fácies anfibolito a granulito). Os pegmatitos do tipo DPA possuem representantes nos Grupos 1, 2 e 3, podendo ser desde pegmatitos estéreis, até pegmatitos fortemente enriquecidos em minerais de elemento-raro. Os

pegmatitos DPA de baixo grau de fracionamento tendem a conter hornblenda, mangnetita, titanina e uraninita como principais minerais acessórios, enquanto os pegmatitos DPA de moderado a alto grau de fracionamento incluem Ce-allanita, berilo, minerais do grupo da columbita, elbaíta, espodumênio, (Li, Fe, Ca)-fosfatos, Ce-monazita e Y-xenotima em sua associação mineral (Figura 9 - WISE *et al.*, 2022).

6. Considerações finais

Com base na grande complexidade textural, estrutural e mineralógica dos pegmatitos sumarizadas neste trabalho, é indicado que qualquer estudo de caracterização petrográfica, evolução genética ou uma simples visita de campo mais elucidativa sobre as principais feições a serem observadas, seja precedida por uma revisão de conceitos-chave sobre pegmatitos. O presente trabalho trouxe então esta revisão, que inclui a definição de pegmatitos, uma síntese de seus modelos petrogenéticos mais aceitos, sua estruturação interna e os sistemas de classificação de pegmatitos mais abrangentes e utilizados na atualidade, com o intuito de servir como material base, e em língua portuguesa, indicado a ser consultado antes de investigações petrográficas e/ou petrogenéticas de maior detalhe. Caso haja a necessidade de aprofundamentos sobre os conceitos-chave para a compreensão de pegmatitos, recomenda-se fortemente uma leitura atenciosa das seguintes publicações de cunho internacional: Černý (1991), Černý e Ercit (2005), London (2008, 2018), Simmons (2007), Simmons e Webber (2008) e Wise *et al.* (2022).

Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado pelas seguintes agências brasileiras de pesquisa: CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – projeto 310072/2021-2), Fapemig (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais – projetos PPM-00588-18, APQ-00764-23 e APQ-02529-24) e Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação da Universidade Federal de Ouro Preto (projeto PROPPI/UFOP-13/2020). R. Madureira agradece ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, à Universidade Federal de Ouro Preto e à CAPES pela bolsa de pós-graduação. G. Queiroga e R. Scholz são bolsistas de produtividade em pesquisa PQ-1D do CNPq e agradecem o apoio recebido.

Referências

- BARROS, R. *Petrogenesis of the Leinster LCT (Li-Cs-Ta) pegmatite belt in southeast Ireland*. 270p. Tese (Doutorado em Geologia). University College Dublin, Irlanda, 2017.
- Bjørlykke, H. The granite pegmatites of southern Norway. *American Mineralogist*, v.22, 241–255, 1937.
- Cameron, E.; Jahns, R.; McNair, A.; Page, L. Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology*, Monograph 2, 1949.
- Cassedanne, J.; Philippo, S. *Minerals and gems deposits of the eastern Brazilian pegmatites – Volume 1*. Luxembourg: Musée national d'histoire naturelle Luxembourg, 2015. 378p.
- Černý, P. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part 2: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, v.18, n.2, 49- 81, 1991.
- Černý, P.; Ercit, T. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, v.43, 2005-2026, 2005.
- ČERNÝ, P.; ALFONSO, P.; MELGAREJO, J. Pegmatitas graníticas. In: MELGAREJO, J. *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Edicions Univesitat de Barcelona, 2003. p.129-152.
- Černý, P.; London, D.; Novák, M. Granitic Pegmatites as Reflections of Their Sources. *Element*, v.8, 289-294, 2012.
- Chakoumakos, B.; Lumpkin, G. Pressure-temperature constraints on the crystallization of the Harding pegmatite, New Mexico. *Canadian Mineralogist*, v.28, 287-298, 1990.
- Grubber, P.; Medina, P.; Keoleian, G.; Kesler, S.; Everson, M. Global Lithium Availability. *Journal of Industrial Ecology*,

v.15, n.5, 760-775, 2011.

Linnen, R.; Van Lichtervelde, M.; Černý, P. Granitic pegmatites as source of strategic metals. *Elements*, v.8, 275-280, 2012.

London, D. *Pegmatites*. Canada, The Canadian Mineralogist, 2008. 347p.

London, D. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*, v.101, 349-383, 2018.

Mahmoud, S. Geology, mineralogy, and mineral chemistry of the NYF-type pegmatites at the Gabal El Faliq area, Southern Eastern Desert, Egypt. *Journal of Earth System Science*, 128-156, 2019.

McCaffrey, D; Jowitt, S. The crystallization temperature of granitic pegmatites: The important relationship between undercooling and critical metal prospectivity. *Earth-Science Reviews*, v.244, 1-35, 2023

Müller, A.; Simmons W.; Beurlen, H.; Thomas, R.; Ihlen, P.; Wise, M.; Roda-Robles, E.; Neiva, A.; Zagorsky, V. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites – parti I: history and the need for a new classification. *The Canadian Mineralogist*, v.60, 203-227, 2022.

Shaw, R.; Goodenough, K.; Roberts, N.; Horstwood, M.; Chenery, S.; Gunn, A. Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: A case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland. *Precambrian Research*, v.281, 338–362, 2016

Shearer, C.; Papike, J.; Joliff, B. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *The Canadian Mineralogist*, v.30, 785-809, 1992.

SIMMONS, W. Gem-Bearing Pegmatites. In: GROAT L (Ed.). *Geology of Gem Deposit*, Canadá: Mineralogical Association of Canadá Short Course 37, 2007. p.169-206.

Simmons, W.; Webber, K. Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*, v.20, 421–438, 2008.

Simmons, W.; Foord, E.; Fslter, A.; King, V. Evidence for an anatetic origin of granite pegmatites, western Maine, USA. *Geological Society of America*, v.27, 411, 1995.

Simmons, W.; Webber, K.; Falster, A.; Nizamoff, J. *Pegmatology: Pegmatite Mineralogy, Petrology and Petrogenesis*. New Orleans, Louisiana: Rubellite Press, 2003. 176p.

Simmons, W.; Pezzotta, F.; Shigley, J.; Beurlen, H. Granitic pegmatites as sources of colored gemstones. *Elements*, v.8, n.4, 281–287, 2012

Sirbescu, M.; Hartwick, E.; Student J. Rapid crystallization of the Animikie Red Ace Pegmatite, Florence County, northeastern Wisconsin: inclusion microthermometry and conductive-cooling modeling. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, v.156, 289-305, 2008.

Vernon, R. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 594p.

Webber, K.; Simmons, W.; Falster, A.; Foord, E. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego Country, California. *American Mineralogist*, v.84, 708-717, 1999.

Wise, M.; Müller, A.; Simmons, W. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, v.60, 229-248, 2022.