



UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI
Programa de Pós-Graduação em Geologia

Ana Carolina Batista Vieira

**GEOLOGIA, QUÍMICA MINERAL E POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES GENÉTICAS DO
DEPÓSITO DIAMANTÍFERO DE ROMARIA (MG)**

Diamantina

2020

Ana Carolina Batista Vieira

**GEOLOGIA, QUÍMICA MINERAL E POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES GENÉTICAS DO
DEPÓSITO DIAMANTÍFERO DE ROMARIA (MG)**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre.

Orientador: Pedro Angelo Almeida Abreu

Coorientadora: Gislaine Amorés Battilani

Diamantina

2020

Elaborado com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

V658g

Vieira, Ana Carolina Batista

Geologia, química mineral e possíveis implicações genéticas do depósito diamantífero de Romaria –MG / Ana Carolina Batista Vieira, 2020.

95 p. il.

Orientador: Pedro Angelo Almeida Abreu

Coorientadora: Gislaine Amorés Battilani

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geologia) - Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Diamantina, 2020.

1. Romaria. 2. Alto Paranaíba. 3. Kimberlito. 4. Diamante. 5. Química mineral; I. Abreu, Pedro Angelo Almeida. II. Battilani, Gislaine Amorés. III. Título. IV. Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri.

CDD 553.82

Ficha Catalográfica – Sistema de Bibliotecas/UFVJM

Bibliotecária: Viviane Pedrosa – CRB6/2641



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DOS VALES DO JEQUITINHONHA E MUCURI

ANA CAROLINA BATISTA VIEIRA

Geologia, química mineral e possíveis implicações genéticas do depósito diamantífero de Romaria (MG)

Dissertação apresentada ao MESTRADO EM GEOLOGIA, nível de MESTRADO como parte dos requisitos para obtenção do título de MESTRA EM GEOLOGIA

Orientador (a): Prof. Dr. Pedro Angelo Almeida Abreu

Data da aprovação : 03/08/2020

Prof.Dr. PEDRO ANGELO ALMEIDA ABREU - UFVJM

Prof.Dr.^a RUBIA RIBEIRO VIANA - UFVJM

Prof.Dr.^a FERNANDA GERVASONI - UFG

DIAMANTINA



Documento assinado eletronicamente por **Rubia Ribeiro Viana, Servidor**, em 14/09/2020, às 18:13, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Fernanda Gervasoni, Usuário Externo**, em 14/09/2020, às 18:27, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Pedro Angelo Almeida Abreu, Servidor**, em 14/09/2020, às 20:29, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site



https://sei.ufvjm.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0170946** e o código CRC **BDC50188**.

Referência: Processo nº 23086.010446/2020-05

SEI nº 0170946

Aos meus pais, Niberto e Angela, ubuntu!

AGRADECIMENTOS

Primeiramente eu gostaria de agradecer aos meus pais, Niberto e Angela, que, mesmo com todas as dificuldades, deram tudo e muito mais para que eu e minha irmã pudessemos alcançar nossos sonhos mais impossíveis, a conclusão de mais essa etapa não seria possível sem o apoio de vocês e o amor incondicional que me dão, mesmo que eu não esteja ao lado de vocês o tempo todo! Agradeço a minha irmã, Gabriela, que sem entender uma palavra do que digo sempre esteve presente para me dar todo o carinho que precisei! Aos meus familiares por todo o apoio mesmo nos meus enormes momentos de ausência, em especial às minhas avós, Aparecida e Geralda, por nunca me deixarem desanimar e sempre me dizer “vai lá minha filha, corre atrás do que você quer”, e meu padrinho Ronaldo, por embarcar comigo nas mais variadas loucuras! Ao Pedro, meu parceiro de vida, que com muito amor e paciência esteve ao meu lado nesse percurso, seja secando minhas lágrimas nos momentos de surto, seja corrigindo meus textos para ver se estava ficando bem escrito! À família do Pedro, em especial Amana e Killey, por todo o suporte ao longo desse trajeto! PARA VOCÊS, O MEU MUITO OBRIGADA!

Agradeço imensamente as meus companheiros de vida Pedro, Alessandra, Ana Carolina, Jéssica, Euler, Amana, Fabianna, Úrsula, Philipe e Bárbara que, mesmo com todas as adversidades e diferenças, sempre estiveram ao meu lado. Aos amigos que o mestrado me deu, especialmente Fabianna, Miguilim, Lara, Júlia, Anna Cecília, Bruna, Renato doido, Renato toba, Wilinha, Baiano, Popó, Brunão e muitos outros, meu muito muito obrigada, a convivência com vocês ao longo desses dois anos fez a trajetória ser muito mais leve, vocês são demais! Aos meus amigos da UFRGS Sommer, Edgar, Flávia, Fernanda, Maurício e todo o pessoal da vulcânica, muito obrigada! Ao pessoal dos laboratórios da UFVJM: Lucas, Frank, Renato e Alesson, laboratório de microsonda eletrônica da UFRGS: Susan, Rafael e Lucas e laboratório SEPURA e pessoal da UFMG: Tiago, Campêlo, Carlos e Deise, por todas as dicas e o suporte que me deram, ao garimpeiro Dedeco, por me ajudar a tratar e separar meu material, vocês foram a engrenagem do meu mestrado, obrigada por isso!

À família que Diamantina me deu, Kênia, Joiá, Jeffinho, Pammella, Larissa, Norma e Matheusinho, vou levar vocês no meu coração! À irmã que Diamantina me deu, Imaculada (Macu), não tenho palavras para agradecer tudo que você representa em minha vida!

Aos meus orientadores que vivaram grandes amigos, Pedro Angelo, Gislaine Battilani e Carlos Sommer, por todo o auxílio, dicas e sermões, sem a dedicação de vocês seria muito mais difícil do que foi, certamente! Ao Sr. Francisco, Francescato e todo o pessoal da GAR-Mineração, por todo o suporte que foi essencial para a realização desse mestrado, sem a disponibilidade de vocês para me receber, o apoio logístico que me propuseram e todo o material que me foi passado seria impossível! À PRPPG pela concessão de bolsa, essencial para meu desenvolvimento!

Aos professores da UFVM que se tornaram meus amigos e colegas, Danilo, Eduardo, Amós, Matheus, Walter, Ana, Victor, Wilbor, Rúbia, Zé Maria, e todos os demais, obrigada pelo suporte e longas conversas, seja nos corredores da UFVJM seja nos mais variados pontos turísticos de Diamantina, não quero perder contato com vocês!

Um agradecimento especial a Diamantina, cidade maravilhosa que me acolheu calorosamente e que sentirei muita saudade e à música, que nunca me deixou desistir! Agradeço também a todos que direta ou indiretamente influenciaram para que eu pudesse chegar até aqui!

*The journey may leave a scar
but scars can heal and reveal just where you are!
The people you love will change you, the things you have learned will
guide you and nothing on Earth can silence the quiet voice still inside
you and when that voice starts to whisper to follow the farthest star,
that voice inside is who you are!
– Moana*

RESUMO

A mina de diamante da Água Suja é a mais antiga do Triângulo Mineiro, sendo explorada desde 1888 em depósitos aluvionares. A presença de grandes diamantes nas drenagens da região motivou os primeiros trabalhos de prospecção de fontes primárias do diamante na região, como em Coromandel, Carmo do Paranaíba, e Abaeté. Embora os estudos na região venham de longa data, nota-se uma carência de informações sobre a fonte primária do diamante de Romaria, principalmente devido ao intenso intemperismo e ausência de rochas frescas próximas ao depósito diamantífero. O objetivo deste trabalho consiste na caracterização geológica do depósito diamantífero de Romaria com base na química mineral de minerais satélites do diamante e levantamentos de campo que buscam caracterizar os ambientes sedimentares e associações faciológicas dos níveis diamantíferos. As rochas kimberlíticas e lamproíticas na área pertencem a Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) e são correlacionadas ao soergimento do Arco do Alto Paranaíba, com magmatismo atribuído à interação das plumas mantélicas Tristão da Cunha e Trindade durante a abertura do Atlântico Sul, com magmas de afinidade alcalina. Grãos de granada, ilmenita e turmalina foram separados da brecha diamantífera de Romaria denominada “Tauá” e foram analisados em microsonda eletrônica. As composições de granada são compatíveis com os tipos G10, G9 e G5. Os grãos de ilmenita apresentam alto teor de Mg e Mn, ao passo que os grãos de turmalina são do tipo dravita, rara associação com diamante em rochas de afinidade lamproítica. A sucessão vulcanoclástica da Mina da Água Suja tem sido correlacionada à Formação Marília ou à Formação Uberaba, com ambiente climático das bacias deposicionais reportado como árido a semi-árido, enquanto as rochas de Romaria indicam ambiente climático úmido devido à presença de clastos de caulim e a intercalação de pelitos e níveis conglomeráticos. A escassez de rocha fresca nas proximidades do depósito diamantífero de Romaria dificulta a interpretação e caracterização faciológica, habitualmente usada para rochas kimberlíticas e lamproíticas. As diferenças nas colunas litoestratigráficas e, possivelmente, na idade de deposição e características climáticas dos respectivos meios sedimentares, inviabiliza correlação entre a sucessão de Romaria com as Formações Marília e Uberaba. A assembleia mineralógica descrita permite associar o depósito a uma possível fonte lamproítica.

Palavras Chave: Romaria; Alto Paranaíba; Kimberlito; Diamante; Química Mineral.

ABSTRACT

The Água Suja diamond mine is the oldest in the Triângulo Mineiro, and has been explored since 1888 in alluvial deposits. The presence of large diamonds in the region's drainages motivated the first prospecting works for primary diamond sources in the region, such as in Coromandel, Carmo do Paranaíba, and Abaeté. Although studies in the region have been going on for a long time, there is a lack of information on the primary source of the Romaria diamond, mainly due to the intense weathering and absence of fresh rocks near the diamond deposit. The objective of this work is the geological characterization of the diamond deposit of Romaria based on the mineral chemistry of the satellite minerals of the diamond and field surveys that seek to characterize the sedimentary environments and faciological associations of the diamond levels. The kimberlitic and lamproitic rocks in the area belong to the Igneous Province of Alto Paranaíba (PIAP) and are correlated to the uplift of the Arco do Alto Paranaíba, with magmatism attributed to the mantle plumes Tristão da Cunha and Trindade during the opening of the South Atlantic, with magmas of affinity alkaline. Grains of garnet, ilmenite and tourmaline were separated from the diamond hole in Romaria called "Tauá" and were analyzed using an electronic probe. The garnet compositions are compatible with types G10, G9 and G5. Ilmenite grains have a high content of Mg and Mn, whereas tourmaline grains are of the dravite type, rare association with diamond in rocks of lamproitic affinity. The volcanoclastic succession of the Água Suja Mine has been correlated to the Marília Formation or to the Uberaba Formation, with the climatic environment of these basins reported as arid to semi-arid, while the Romaria rocks indicate a humid climatic environment due to the presence of kaolin clasts and the interleaving of pelite and conglomeratic levels. While the scarcity of fresh rock in the vicinity of the Romaria diamond deposit makes it difficult to interpret and characterize the usual physiological characteristics of kimberlitic and lamproitic rocks. The differences in the lithostratigraphic columns and, possibly, in the age of deposition and climatic characteristics of the respective sedimentary media, make it impossible to correlate the succession of Romaria with the Marília and Uberaba Formations. The described mineralogical assembly allows the deposit to be associated with a possible lamproitic source.

Keywords: Romaria; Alto Paranaíba; Kimberlite; Diamond; Mineral Chemistry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa das principais drenagens diamantíferas da região de Romaria e localização dos maiores diamantes encontrados.	13
Figura 2: Perfil esquemático para explicar a ocorrência de diamante em Romaria.	14
Figura 3: Mapa de Minas Gerais destacando as rodovias de acesso para Romaria.....	15
Figura 4: Brecha exposta na frente de lavra da GAR Mineração.	16
Figura 5: Mineraiis separados com auxílio de Lupa Binocular. A) Granadas (0,63x); B) Turmalinas (2x); C) Ilmenitas (2x).	17
Figura 6: Mapa geologico simplificado da região de estudo.	21
Figura 7: Áreas diamantíferas do Brasil e Minas Gerais.....	28
Figura 8: Ilustração esquemática de <i>pipe</i> kimberlítico.....	29
Figura 9: Ilustração das quilhas litosféricas abaixo das zonas cratônicas, destacando a profundidade da interface da curva diamante/grafita.	30
Figura 10: Ilustração comparativa da estruturação e faciologia entre kimberlitos e lamproítos.	32
Figura 11: Modelo ilustrativo de cratera <i>maar</i>	34
Figura 12: Diagrama proposto por Grütter <i>et al.</i> (2004) para subdividir as granadas mantélicas.....	35
Figura 13: Mapa simplificado indicando as cavas de lavras abandonadas da Exdibra.	58
Figura 14: Foto ilustrando o mica-xistos do Grupo Araxá na FL-07.	59
Figura 15: Foto ilustrando contato discordante (marcado em amarelo) do mica-xisto do Grupo Araxá com arenitos avermelhados da Formação Botucatu na FL-03.	59
Figura 16: biotita-quartzo xisto mostrando a trama da rocha e evidenciando os componentes principais – biotita e quartzo, bem como relicto de granada. Nícois paralelos (A e B); Nicóis cruzados (B e D). Amostra do furo de sonda 047 da GAR Mineração.	60
Figura 17: Foto da antiga pedreira de arenito na FL-07. Destacam-se estratificações cruzadas tabulares de grande porte.	61
Figura 18: Fotomicrografia de lâmina do arenito (FL-07) com nícois paralelos (A) e nicóis cruzados (B), mostrando os grãos arredondados de quartzo.....	61
Figura 19: Coluna estratigráfica simplificada com as unidades pertencentes ao Grupo Bauru, apresentando as idades dos kimberlitos mais velhos e mais novos da PIAP.	62
Figura 20: Frente da cava ativa da GAR-Mineração. A – Abaixo da linha vermelha está exposta camada da Brecha Tauá. Entre as linhas amarelas encontra-se o nível Secondina, que destaca um paleocanal. Os traços verticais em preto indicam os níveis pelíticos esverdeados. B – detalhe da brecha Tauá diamantífera.....	63
Figura 21: Foto dos testemunhos de sondagem apresentando as brechas Secondina (A) e Tauá (B)...	64
Figura 22: A – conglomerado presente na FL-03, com ênfase nos clastos quartzo-arenosos avermelhados; B – conglomerado na FL-02, predominando clastos de caulim.....	64
Figura 23: Intercalação de fácies lacustres e fluviais evidenciadas na FL-06. I) Solo laterítico; II) níveis conglomerático/arenítico; III) Níveis pelítico. A) Detalhe para o nível arenítico basal onde se identifica estratificação cruzada. B) Detalhe para a intercalação entre o nível pelítico esverdeado e o nível arenítico, nota-se clasto centimétrico de caulim.	66
Figura 24: Nível de opala na FL-06, marcado pelas linhas amarelas.....	66
Figura 25: Intercalação dos níveis pelíticos (destacados entre linhas vermelhas) com conglomerado/cascalhos e níveis arenosos grossos com seixos (entre linhas amarelas). Seixos de caulim maiores imersos na porção cascalhosa/arenosa (delimitados em azul).	67
Figura 26: Vista geral da cava inativa de WNW para ESE.	67
Figura 27: Anomalias geofísicas evidenciadas na região de Romaria e na área da GAR. A drenagem entre as anomalias K1, K2 e K3 fornece diamantes para o Córrego da Água Suja, desaguando no Rio Babagem que contém diamante a partir do encontro com esse córrego.....	69
Figura 28: Perfis ilustrativos da litologia presente na área da GAR.	70
Figura 29: Seções estratigráficas das frentes de lavra 07, 06, 03 e 02 (EXDIBRA) e do furo 47 da GAR.	71
Figura 30: Seção-tipo das Formações Uberaba e Marília.	72

SUMÁRIO

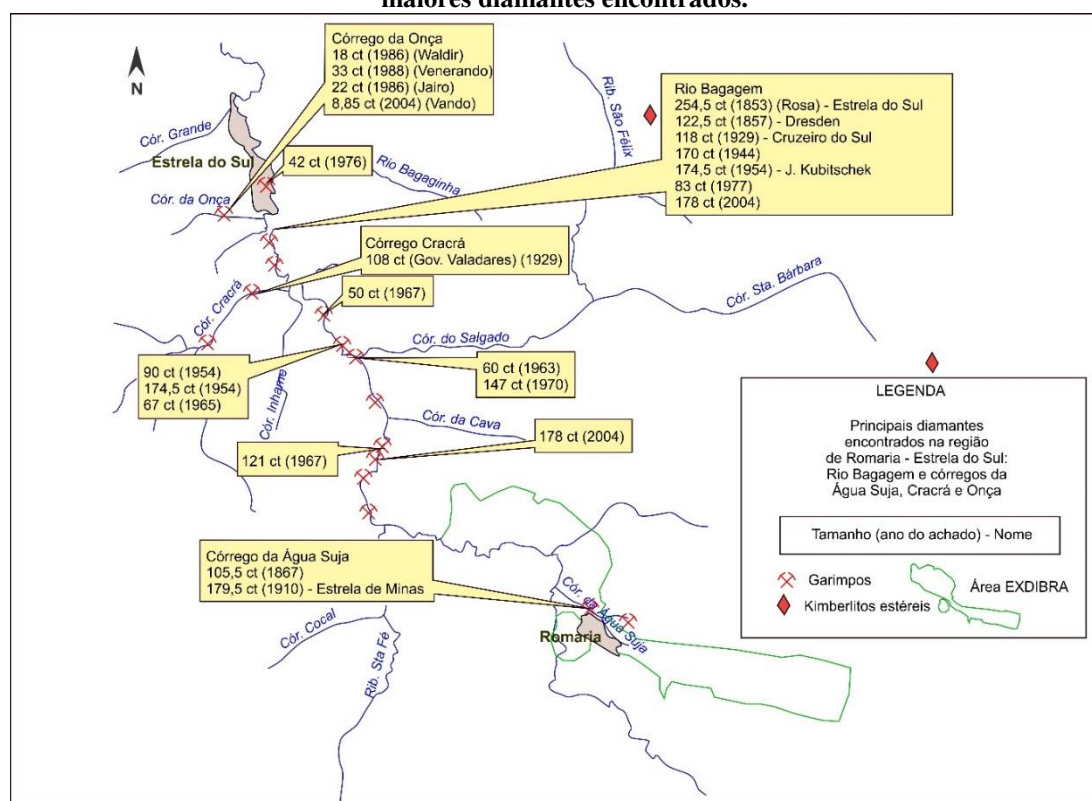
1.	Introdução	13
1.1.1	Localização.....	15
1.2	Materiais e Métodos.....	15
1.2.1	Levantamento Pré-Campo.....	15
1.2.2	Trabalho de Campo e Amostragem.....	16
1.2.3	Preparação das Amostras	16
1.2.4	Microsonda Eletrônica.....	17
1.2.5	Química Mineral	18
1.2.6	Microscopia.....	19
1.3	Organização da Dissertação	20
2	Contexto Geológico.....	21
2.1	Cráton São Francisco	21
2.2	Faixa de Dobramentos Brasília (FDB).....	22
2.3	Província do Paraná.....	22
2.4	Bacia Sanfranciscana e Província Ígnea do Alto Paranaíba	23
2.4.1	Bacia Sanfranciscana.....	23
2.4.2	Província Ígnea do Alto Paranaíba.....	24
3	Kimberlitos e Rochas Associadas	26
3.1	Evolução do Conhecimento	26
3.2	Kimberlito	28
3.3	Lamproíto.....	31
3.4	A Formação de Crateras <i>Maar</i> e seus Depósitos	33
3.5	Química Mineral	34
3.5.1	Granada	34
3.5.2	Ilmenita.....	35
3.5.3	Turmalina	36
3.6	Ocorrência de Diamante no Oeste Mineiro	37
3.7	Publicações Recentes acerca de Kimberlitos e seus Ambientes Mantélicos.....	38
4	Artigo: Occurrence of Dravite Tourmaline in a Diamond-bearing breccia – A Possible Lamproite Deposit in the Alto Paranaíba Igneous Province.....	39
5	Resultados Complementares	57
5.1	Geologia da Área de Romaria	57
5.1.1	Grupo Araxá.....	58
5.1.2	Formação Botucatu	60
5.1.3	Sucessão de rochas vulcanoclásticas e sedimentares de Romaria.....	62
6	Discussões	68
6.1	Contexto Estratigráfico e Ambiente Geológico	68
6.1.1	Formação Marília ou Uberaba?.....	72
7	Conclusões	75
	Referências.....	76
	Supplementary Material – A	85
	Supplementary Material – B	86
	Supplementary Material – C	95
	Supplementary Material – D	98

1. INTRODUÇÃO

Esta dissertação tem como objeto de estudo as rochas da mina de diamante denominada “Mina da Água Suja” em Romaria (MG) (FIG. 1 e 3), sendo explorada desde 1888 em depósitos aluvionares e colúvios que alimentam algumas drenagens da região. Romaria se encontra no contexto da Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP), composta por centenas de corpos alcalinos intrusivos em rochas da Faixa de Dobramentos Brasília (NETO *et al.*, 2017).

A mina de diamante da Água Suja, a mais antiga do Triângulo Mineiro, é explorada desde 1888 em depósitos aluvionares. O achado de grandes diamantes nas drenagens e colúvios da região (FIG. 1) motivou os primeiros trabalhos de prospecção de fontes primárias do diamante na área, *i.e.*, kimberlitos, especialmente no âmbito dos municípios de Coromandel, Carmo do Paranaíba e Abaeté (SVISERO 1995; PEREIRA, 2007; THOMAZ, 2009; CHAVES, 2009; FERNANDES, 2013; SILVA, 2015).

Figura 1: Mapa das principais drenagens diamantíferas da região de Romaria e localização dos maiores diamantes encontrados.

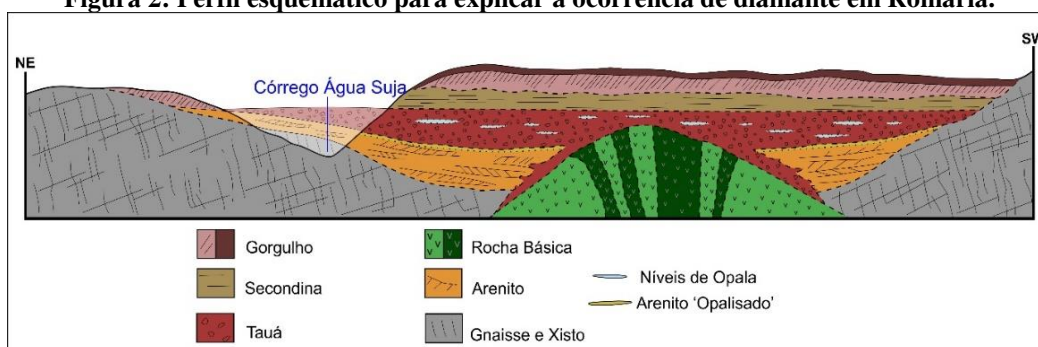


Fonte: GAR Mineração. Adaptado.

Além da mineralização de aluviões e colúvios, o diamante no município de Romaria é encontrado também em dois níveis rudíticos: uma camada inferior de granulometria mais grossa denominada “Tauá” e, uma camada superior de granulometria

menor denominada “Secondina”. Esses depósitos afloram restritos às marges do Córrego da Água Suja, tendo sido reconhecidos por Drapper (1911) (FIG. 2). Este autor propôs que o diamante encontrado em Romaria é de origem proximal, uma vez que a brecha que o contém apresenta clastos angulosos que representam as rochas do seu substrato (principalmente xisto, arenito e rochas básicas), relacionando a angulosidade dos clastos a uma erupção hidrovolcânica, responsável pela fragmentação/re-deposição de fragmentos das rochas encaixantes e pela mineralização de diamante. Essa erupção seria responsável pela formação de nível de opala na porção superior do arenito (FIG. 2) (DRAPPER, 1911).

Figura 2: Perfil esquemático para explicar a ocorrência de diamante em Romaria.



Fonte: Drapper (1911). Adaptado.

Outros trabalhos que tratam do depósito diamantífero de Romaria (p. ex., SVISERO & MEYER, 1981; SVISERO, 1995 e COELHO, 2010), atribuem a mineralização de diamante ao conglomerado basal da Formação Uberaba, de idade cretácica e consideram o depósito diamantífero de caráter proximal, embora a rocha fonte não tenha sido encontrada até então.

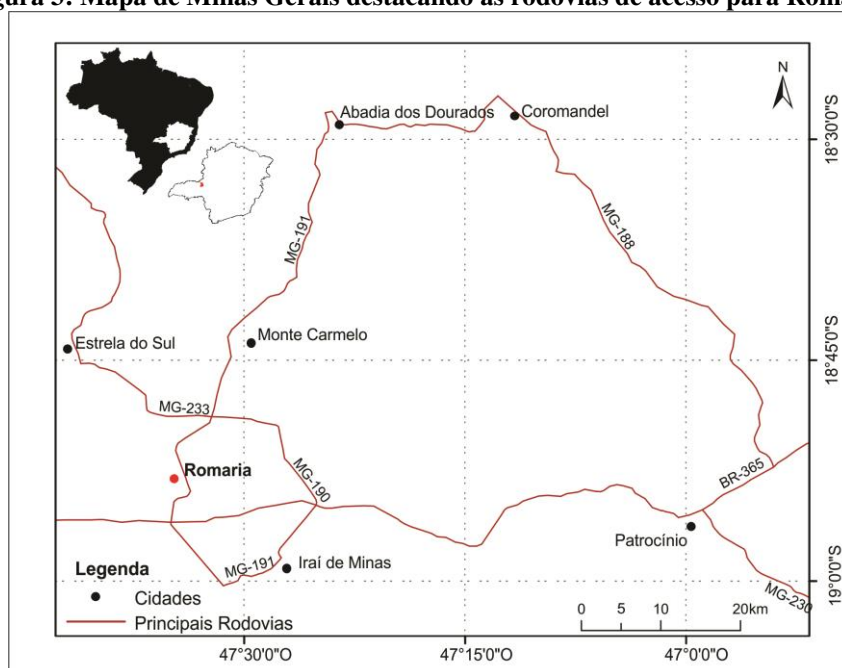
A despeito do elevado número de trabalhos acerca da geologia do diamante no âmbito dos municípios de Coromandel e Carmo do Paranaíba, onde *pipes* kimberlíticos foram analisados ou estão sob exploração, abordagens sobre a geologia e fonte primária do diamante de Romaria (caracterização dos ambientes sedimentares e associações faciológicas dos níveis diamantíferos) são relativamente escassas devido ao intenso intemperismo e ausência de rochas frescas nas proximidades do depósito.

Sendo assim, o objetivo principal deste trabalho consiste na caracterização geológica do depósito diamantífero de Romaria a partir de: 1) Caracterização das *fácies* sedimentares de forma a relacioná-las com eventuais ambientes de vulcanismo kimberlítico/lamproítico (*e.g* cratera, diatrema, etc); 2) Caracterização mineralógica e química dos minerais satélites do diamante a partir de análises de microsonda eletrônica.

1.1.1 Localização

O município de Romaria localiza-se na mesorregião do Triângulo Mineiro/Alto Paranaíba, e situa-se a aproximadamente 90 km a leste de Uberlândia (FIG. 3). O acesso à cidade pode ser feito a partir de Belo Horizonte através da BR-262, que é alcançada pela BR-381, sentido São Paulo, após a cidade de Betim. Seguindo-se pela BR-262 por cerca de 300 km, toma-se a MG-187 sentido Ibiá até alcançar Salitre de Minas, onde então apanha-se MG-230 seguindo-se até Patrocínio e daí, via BR-365 sentido Uberlândia, até o trevo com a MG-190, de onde segue-se pela MG-190 para Romaria.

Figura 3: Mapa de Minas Gerais destacando as rodovias de acesso para Romaria.



1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

No desenvolvimento deste trabalho utilizou-se diferentes abordagens para alcançar os objetivos propostos. Os passos e técnicas empregados foram subdivididos em quatro etapas: levantamento pré-campo, trabalhos de campo e amostragem, preparação das amostras e trabalhos de escritório.

1.2.1 Levantamento Pré-Campo

Nesta fase foram consultados artigos científicos sobre a geologia da área e de temas relacionados à pesquisa para darem suporte aos trabalhos de campo. Também foram confeccionados mapas e ao longo do desenvolvimento da pesquisa foi feito levantamento bibliográfico para suprir com as informações necessárias para a finalização do trabalho.

1.2.2 Trabalho de Campo e Amostragem

Foram realizadas três campanhas de campo, totalizando dez dias de atividades (24/10/18 a 26/10/18; 12/03/19 a 15/03/19; 22/07/19 a 24/07/19). Nos trabalhos de campo foram levantadas seções estratigráficas detalhadas das unidades geológicas que afloram na área da antiga Mina da Água Suja (Empresa Exdibra, paralisada na década de 80) e nas frentes de lavras em operação da GAR Mineração.

Foram coletadas amostras de rochas aflorantes na área de trabalho para confecção de lâminas delgadas e para análises químicas. Da frente de lavra (FL) da GAR Mineração foram coletados pouco mais de 150 litros da brecha mineralizada em diamante (FIG. 4), com o intuito de se concentrar os minerais pesados indicadores de diamante (*e.g.*, granada, diopsídio, cromita e ilmenita).

Figura 4: Brecha exposta na frente de lavra da GAR Mineração.



1.2.3 Preparação das Amostras

1.2.3.1 Separação Mineral

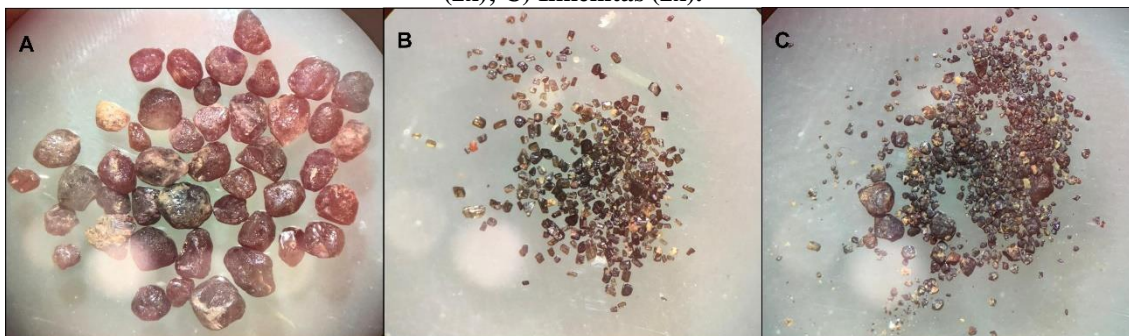
Os 150 litros da brecha amostrada foram lavados em água corrente para deslamagem, seguidos de peneiramento (peneiras de 16#, 6# e 4#, de uso regular em garimpos) para separar o material em 3 frações granulométricas. O material concentrado a partir da separação nessas peneiras foi analisado para identificação e separação de minerais pesados satélites de diamante. Entre 6# e 4# foi observada a presença de diferentes clastos de rochas (arenito, xisto e rocha de natureza ígnea básica). O retido em 16#, por sua vez, mostrou 41 grãos de granada de coloração avermelhada. Portanto, a granulometria de interesse para os estudos deste trabalho refere-se ao material passante na peneira (<16#), concentrado em bateia e subsequentemente levado à estufa para secar a 60 °C durante 2 horas.

Após a secagem, utilizou-se de um imã de mão para retirada dos grãos de magnetita presentes no concentrado mineral. O restante do concentrado mineral foi levado ao separador eletromagnético Frantz no Laboratório de Separação Mineral (SEPURA) do Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC-UFMG), sendo processado em quatro amperagens distintas visando separar granadas, ilmenitas, piroxênios e cromitas.

A configuração das calhas do separador Frantz foi estruturada com inclinação frontal de 10° e inclinação lateral variando entre 15° e 20°, de acordo com cada faixa de suscetibilidade magnética para captura dos minerais. Primeiramente, programou-se 0,3A para separação de ilmenitas; os minerais não atraídos nessa amperagem foram passados a 0,4A onde se concentrou minerais como granada e cromita e, em seguida, utilizou-se de 0,5A para concentração de diopsídios. Por último submeteu-se o material residual a 0,6A para separação de granadas do tipo piropo. Na faixa de 0,3A aplicou-se inclinação frontal de 10° e lateral de 15°, ao passo que nas demais amperagens foi utilizada inclinação lateral de 20°.

Os minerais separados nas diferentes faixas de amperagem foram identificados com auxílio de Lupa Binocular Optical System, modelo XTD LED, no Laboratório de Mineralogia e Petrografia do CEGEO/UFVJM (FIG. 5).

Figura 5: Minerais separados com auxílio de Lupa Binocular. A) Granadas (0,63x); B) Turmalinas (2x); C) Ilmenitas (2x).



1.2.4 *Microsonda Eletrônica*

Os minerais separados no Frantz foram montados em pastilhas para confecção de seções polidas, com diâmetro de uma polegada (2,54 cm) e foram metalizados (Metalizadora Jeol JEE 4B) a vácuo com carbono (espessura de 20 nm), para a realização de análises de microsonda eletrônica no Laboratório de Microsonda Eletrônica no Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Cameca SXFive).

As análises foram realizadas com feixe de 15 kV de tensão de aceleração, 15 nA de corrente de feixe e 5 µm de diâmetro. Os tempos de contagem dos picos foram de 20s para todos os elementos (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e Cr) e 30s para Ni, Zn e V (Quadro 1), ao passo que o tempo de contagem dos *backgrounds* foi a metade do tempo utilizado nos picos. Os erros analíticos estão entre 0,20% e 0,86%. Os minerais foram caracterizados por análises de núcleo e borda, quando aplicável. Foram realizados 555 pontos de análises nos seguintes minerais: granada (Grt), ilmenita (Ilm) e turmalina (Tur). As análises de microsonda eletrônica representaram todo o Fe como FeO_T, logo, o Fe³⁺ dos minerais foi recalculado por equações de equilíbrio e estequiometria a partir de fórmulas estruturais baseadas nos autores: Perkins (2007) para granada; Droop (1987) para ilmenita e Selway (1999) para turmalina.

Quadro 1: Elementos analisados e os padrões utilizados para cada um deles de acordo com o mineral analisado.

Padrão	Granada	Ilmenita	Turmalina
Fe – almandina	X		
Mn – rodonita	X	X	X
Si e Al – sanidina	X	X	X
Ti – rutilo	X	X	X
Na – albita	X		X
Ni – níquel	X	X	X
Mg e Ca – diopsídio	X	X	X
Cr – cromita	X	X	X
Fe – hematita		X	X
Zn – willemita		X	
V – vanádio		X	

1.2.5 *Química Mineral*

1.2.5.1 *Granadas*

Um total de 41 granadas de coloração avermelhada a rosada foi analisado em Microsonda Eletrônica e, para a averiguação da homogeneidade dos grãos, foram analisados 82 pontos para a definição da química elementar de centro e borda. Dos 41 grãos (FIG. 5 A), 7 foram excluídos do estudo, tendo em vista que a porcentagem elementar destes não fecharam entre 99 e 101%, que é a faixa indicada para o grupo das granadas (DEER *et al.*, 1997).

1.2.5.2 *Turmalina*

Foram analisados 158 grãos de turmalina totalizando 158 pontos para obtenção da química elementar de centro e, quando necessário, da borda dos minerais. Os resultados analíticos de todos os 158 grãos (Figura 5 B) foram considerados, tendo em vista a soma final dos elementos em torno de 85% que, segundo Deer *et al.* (1997), é o percentual indicado para turmalinas. As turmalinas podem conter até 15% de BO^{3+} (O, OH) em sua fórmula estrutural, portanto, cristais de turmalina com totalização superior a 84% foram considerados com fechamento adequado.

1.2.5.3 *Ilmenita*

Um total de 242 grãos de ilmenita foram estudados (FIG. 5 C), sendo feitas análises em 257 pontos para a obtenção da química elementar de centro e borda, quando necessário. Dos 242 grãos, 158 foram excluídos do estudo, tendo em vista que estes não fecharam entre 97 e 101%, que é a faixa indicada para ilmenitas. A presença de grãos com fechamento menor de 97% ocorre devido à alteração/oxidação do mineral, enriquecimento em elementos não incluídos na rotina de análise.

1.2.6 *Microscopia*

Foram selecionadas amostras de rocha para confecção de lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do CEGEO/ICT da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM), as quais foram descritas no Laboratório de Microscopia do Centro de Geologia (CEGEO/UFVJM) com auxílio de um Microscópio Petrográfico Zeiss, modelo AxioLab A1. Quando necessário, fez-se uso do microscópio eletrônico de varredura Hitachi Modelo TM – 3000, no Laboratório Multiusuário de Microscopia Avançada (LMMA) pertencente ao Programa de Pós-Graduação em Química da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM), obtendo-se imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e análises composicionais qualitativas (EDS).

1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação é composta por sete capítulos, assim organizados:

Capítulo 1 – Introdução – consiste na apresentação do trabalho, da justificativa, bem como os principais objetivos, materiais e métodos para a realização do mesmo.

Capítulo 2 – Geologia Regional – apresenta a contextualização geológica e geotectônica detalhada acerca da área de estudo.

Capítulo 3 – Kimberlitos e Rochas Associadas – compreende o levantamento bibliográfico com o intuito de contextualizar os principais conceitos que envolvem essas rochas e fontes diamantíferas, trazendo o histórico da região de estudo bem como o estado da arte.

Capítulo 4 – Artigo “Occurrence of Dravitic Tourmaline in a Diamond-Bearing breccia – A Possible Lamproite Deposit in the Alto Paranaíba Igneous Province” que foi submetido à revista Brazilian Journal of Geology em Julho de 2020. Nele discute-se a química mineral de minerais indicadores de diamante, correlacionando-os com uma possível fonte mantélica (tabela de química mineral em Sluppementary Material).

Capítulo 5 – Resultados Complementares – reúne dados estratigráficos e petrográficos produzidos no trabalho de mestrado e complementam aqueles do artigo.

Capítulo 6 – Discussões – discute os resultados complementares juntamente com os dados apresentados no artigo em visão integrada com a bibliografia da região de Romaria.

Capítulo 7 – Conclusões e Considerações Finais – apresenta-se uma síntese dos principais resultados alcançados, apontando para futuros trabalhos.

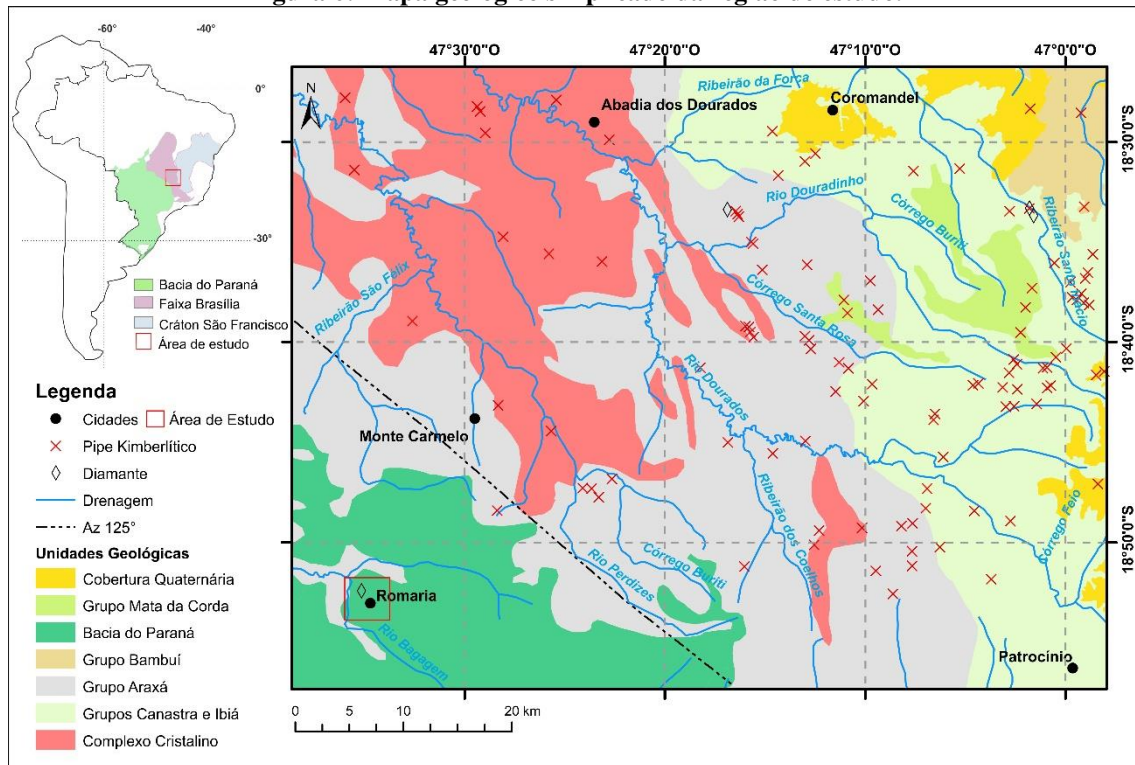
Referências – ordena a bibliografia consultada e citadas ao longo dos capítulos 1, 2, 3, 5 e 6;

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

As rochas da Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) alojam-se, sobretudo, na interface de três compartimentos geotectônicos: Cráton do São Francisco (CFS), Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) e Bacia do Paraná (FIG. 6).

Uma síntese da geologia desses compartimentos tectônicos será apresentada a seguir.

Figura 6: Mapa geológico simplificado da região de estudo.



Fonte: Seer & Moraes (2017); Neto *et al.* (2017). Modificado.

2.1 CRÁTON SÃO FRANCISCO

O CSF representa parte do embasamento da Plataforma Sul-Americana, sendo composto por rochas ígneo-metamórficas de idade Arqueana e Paleoproterozoica (ALMEIDA, 1977), sobreposto por coberturas metassedimentares e sedimentares paleo-mesoproterozoicas, neoproterozoicas, paleozoicas e mesozoicas. Sua estabilização se deu ao final do Ciclo Brasileiro (Neoproterozoico), durante a edificação das faixas orogênicas que o circundam, *i.e.*, Faixas Araçuá, Ribeira, Brasília, Riacho do Pontal, Sergipana e Rio Preto, que o circundam (ALKMIN & MARTINS-NETO, 2001; MARTINS-NETO *et al.*, 2001; SGARBI *et al.*, 2001).

No oeste de Minas Gerais, o CSF se acha sobreposto pelo Grupo Bambuí (Neoproterozóico) (FIG. 6), que representa ampla cobertura sedimentar de litofácies siliciclásticas e químicas intercaladas, depositadas em mar epicontinental no contexto de

bacia de antepaís (MARTINS-NETO & ALKMIN, 2001; IGLESIAS & UHLEIN, 2009). A estratigrafia adotada para o Grupo Bambuí por Iglesias & Uhlein (2009), adaptada de Costa & Branco (1961), Dardenne (1978) e Dardenne e Walde (1979), compreende duas sucessões: a basal, marinha, composta pelas formações Sete Lagoas (carbonática), Serra de Santa Helena (pelítico-carbonática), Lagoa do Jacaré (carbonática) e Serra da Saudade (pelítica); e a de topo, marinho-continental, correspondente à Formação Três Marias (psamítica). A deposição do Grupo Bambuí foi contemporânea à estruturação da Faixa de Dobramentos Brasília.

2.2 FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA (FDB)

A FDB é limitada a leste pelo Cráton do São Francisco (CSF) e a sudoeste por unidades da Bacia do Paraná, além de conter coberturas de rochas da Bacia Sanfranciscana, especialmente unidades dos grupos Areado e Mata da Corda (SGARBI, 2001). Em rochas da FDB se acham encaixados centenas de corpos de rochas alcalinas pertencentes à PIAP.

A FDB foi edificada durante o Ciclo Brasileiro como resultado da colagem orogênica entre os Crátons São Francisco e Amazônico, cuja deformação exhibe vergência para leste, *i.e.*, em direção ao CSF, sendo observadas dobras e empurrões de diferentes ordens de grandeza (ALKMIM, 2004; PEDROSA-SOARES *et al.*, 2007; ALKMIM *et al.*, 2007).

A FDB é subdividida em dois segmentos: Setentrional, de direção NE-SW; e Meridional, de direção NW-SE. Na região de Romaria, o domínio setentrional é representado pelo Grupo Paranoá (composto por meta-psamitos, -pelitos e -carbonatos), e o segmento meridional pelos Grupos Vazante (sequências marinhas e argilo-dolomíticas), Canastra (quartzitos e filitos, com carbonatos subordinados), Araxá (anfíbolitos, quartzitos e mica-xistos) e Ibiá (diamictitos e pelitos carbonáticos) (COELHO, 2010). No oeste de Minas Gerais, sequências sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná recobrem, discordantemente, parte das litologias da FDB (FIG. 6).

2.3 PROVÍNCIA DO PARANÁ

A Província do Paraná é compreendida por três áreas de sedimentação, *i.e.*, Bacia do Paraná, Serra Geral e Bauru e, destas, as duas últimas afloram em Minas Gerais, especificamente na região do Triângulo Mineiro e no oeste do estado (NETO *et al.*, 2017).

A unidade Serra Geral é composta pelo Grupo São Bento, que é subdividido nas formações Botucatu (arenitos fluviais e eólicos) e Serra Geral (derrames basálticos, andesíticos e riolíticos). A unidade Bauru reúne dois grupos: Caiuá e Bauru. Na região

do Triângulo Mineiro, o Grupo Caiuá é representado pela Formação Santo Inácio (arenitos finos), enquanto o Grupo Bauru é subdividido nas formações Uberaba (arenitos, siltitos e argilitos) e Marília (arenitos e conglomerados). (ALMEIDA *et al.*, 2012; COELHO, 2010; NETO *et al.*, 2017).

A Formação Serra Geral representa uma das grandes LIPs (*Large Igneous Provinces*) do planeta, denominada Paraná-Etendeka (ALMEIDA *et al.*, 2012), sendo relacionada à abertura do Atlântico Sul durante a fragmentação do supercontinente Gondwana (final do Jurássico ao Eocretáceo). Essa LIP é composta por fluxos de lava que ocupam cerca de 1.200.000 km² do território brasileiro, englobando partes das regiões sul, sudeste e centro-oeste, adentrando em países vizinhos (Uruguai, Paraguai e Argentina), e tendo como correspondente no continente Africano os basaltos Karoo (Namíbia e África do Sul, ALMEIDA *et al.*, 2012).

O mapeamento geológico (escala de 1:100.000, Folha Estrela do Sul – CODEMIG) que abrange o município de Romaria mostra os arenitos grossos e conglomeráticos que afloram na área como pertencentes à Formação Marília (unidade de topo do Grupo Bauru) (SEER & MORAES, 2017; CHAVES & DIAS, 2017). A Formação Marília foi subdividida em dois membros: Ponte Alta, composto por calcários formados em *playa lake*; e Serra da Galga, que é constituído de arenitos impuros e conglomerados que podem apresentar seixos de quartzito, calcedônia, rochas ígneas básicas, calcário e argilitos. (SEER & MORAES, 2017; CHAVES & DIAS, 2017).

Segundo Coelho (2010), o conglomerado que ocorre na mina de Romaria representa a base da Formação Uberaba. Esta formação, que ocorre somente no Triângulo Mineiro, é composta por rochas epiclásticas de derivação vulcânica, podendo apresentar também, arenito vulcânico, siltito, argilito, conglomerado fino e paraconglomerado intraformacional (GRAVINA *et al.*, 2002; GRAVINA, 2003). A derivação vulcânica é atribuída aos basaltos da Formação Serra Geral (ALMEIDA *et al.*, 2012).

2.4 BACIA SANFRANCISCANA E PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA

As litologias que compõem parte da Bacia Sanfranciscana e da PIAP no âmbito do oeste de Minas Gerais são de idade mesozoica, portanto, recobrem as unidades pertencentes à Bacia do Paraná e são as rochas mais jovens dessa região.

2.4.1 Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana é constituída por rochas sedimentares e vulcânicas de idades paleozoicas e mesozoicas, sendo relacionadas ao magmatismo alcalino pertencente à Província Ígnea do Alto Paranaíba (SGARBI, 2000; SGARBI *et al.*, 2001) e às bacias

desenvolvidas sobre o CSF, decorrentes, sobretudo, da tafrogênese atlântica. A Bacia Sanfranciscana foi dividida nos grupos Santa Fé (arenitos e diamictitos subordinados), Areado (arenitos, siltitos, folhelhos e conglomerados), Mata da Corda (rochas vulcânicas alcalinas, de caráter efusivo e piroclástico, e rochas epiclásticas) e Urucuia (arenitos, argilitos e conglomerados subordinados) (PINTO & MARTINS-NETO, 2001; SGARBI *et al.*, 2001).

2.4.2 Província Ígnea do Alto Paranaíba

A Província Alcalina Minas Gerais-Goiás está relacionada ao soerguimento do Arco do Alto Paranaíba de direção NW-SE (FIG. 4), sendo subdividida na Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP), a qual aflora do oeste de Minas Gerais até Catalão/GO e, na Província Alcalina de Goiás a qual é descrita nas regiões de Iporá e Rio Verde (JUNQUEIRA-BROD *et al.*, 2002; THOMAZ, 2009; PALMIERI, 2011). Esse magmatismo, de natureza alcalina, é atribuído às plumas mantélicas Tristão da Cunha e Trindade, que teriam propiciado a injeção de magmas alcalinos na borda nordeste da Bacia do Paraná durante a abertura do Atlântico Sul dando origem a corpos na forma de diques, *pipes*, *plugs* e intrusões hipoabissais diversas, de afinidade carbonatítica, kimberlítica, lamproítica e kamafugítica (GIBSON *et al.*, 1995; THOMPSON *et al.*, 1998). Na PIAP os kamafugitos são pertencentes à Formação Patos, base do Grupo Mata da Corda, nesse grupo há também rochas epiclásticas vulcanoclásticas que compõem a Formação Capacete (SGARBI, 2000; FRAGOSO *et al.*, 2011), já na Província Alcalina de Goiás tem-se ocorrência de rochas intrusivas e efusivas de natureza máfica/ultramáfica (ALMEIDA *et al.*, 2012).

2.4.2.1 Contexto Geotectônico

A extensão crustal relacionada à abertura do Atlântico é simultânea à geração dos basaltos da Bacia do Paraná, propiciou a reativação de grandes lineamentos estruturais dentro do continente, especialmente os denominados “Azimute 125°” de direção NW-SE e “Transbrasiliano” de direção NE-SW (PEREIRA, 2007; SILVA, 2015). Esses lineamentos exerceram controle no magmatismo alcalino e no *emplacement* dos corpos ígneos segundo esses *trends*, estando as rochas encaixadas em unidades da Faixa Brasília e da Bacia do Paraná (NETO *et al.*, 2017).

Durante a ascensão das plumas responsáveis pela fragmentação do supercontinente Gondwana, *i.e.*, Tristão da Cunha (~135 Ma) e Trindade (~85Ma), falhas do evento brasileiro teriam sido reativadas, exercendo controle secundário na ascensão do Arco do Alto Paranaíba e na colocação das rochas alcalinas, como carbوناتitos,

kamafugitos, lamproítos e kimberlitos (TOYODA, 1994; THOMPSON 1998; BIZZI & VIDOTTI, 2003; PEREIRA & FUCK, 2005).

Bizzi & Vidotti (2003) admitem que as rochas com idades em torno de 130 Ma seriam do estágio final do magmatismo da Bacia do Paraná, propiciado pela Pluma de Tristão da Cunha. Esses autores relacionam, ainda, os kimberlitos e magmatismo associado da PIAP, que ocorreu entre 109 e 87 Ma, a essa pluma matélica instalada em profundidades superiores a 100 km.

Gibson *et al.* (1995) associam o lineamento “Az 125°” e os corpos kimberlíticos da PIAP à atuação da Pluma de Trindade em 85 Ma. Por outro lado, Toyoda *et al.* (1994) sugerem a influência das duas plumas, conforme a assinatura geoquímica atribuída à Tristão da Cunha e influência termal à pluma de Trindade. Com a composição química dessas rochas associada à pluma de Tristão da Cunha e, com a posterior atividade termal da pluma de Trindade para gerar o *emplacement* de *pipes* kimberlíticos e lamproíticos, a influência conjunta pode ser justificada com base na idade de alguns corpos kimberlíticos na Província – como por exemplo o corpo Canastra_001 com idade K/Ar em flogopita de 120+-10Ma (CHAVES *et al.*, 2008); ou ainda o corpo Sucesso_008, com idade Rb/Sr em flogopita de 74+-1.9 Ma (FELGATE, 2014).

3 KIMBERLITOS E ROCHAS ASSOCIADAS

Muito do conhecimento consolidado sobre kimberlitos e rochas associadas deriva da correlação intrínseca com o diamante, sendo reconhecido, inclusive, que menos de 1% destas rochas sejam economicamente viáveis para exploração (SILVA, 2015).

Neste capítulo será abordado e discutido conceitos bem como o estado da arte acerca de kimberlitos e rochas associadas.

3.1 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO

A ausência de relatos precisos e detalhados torna difícil precisar quando ocorreu a descoberta do diamante. Informações desconexas reportam essa descoberta entre os séculos I e XVII torna difícil considerar alguma das histórias como confiável, mas presume-se que a Índia era a única produtora de diamante no mundo até o século XVII, lavrado em depósitos aluvionares (CHAVES & CHAMBEL, 2003). No entanto, segundo estes autores, o diamante é conhecido desde, pelo menos, o século VIII a.C. por povos nativos Hindus, os mesmos que inseriram a medida de peso “quilate” (do inglês *carat*), nome que teve origem associada a uma semente chamada “*cattie*”, que pesava aproximadamente 0,2 gramas.

O nome diamante vem do grego “*adamas*” (inconquistável, indomável), atribuído por Plínio o Velho (I d.C) (CHAVES & CHAMBEL, 2003). Ainda na antiguidade, muitas lendas foram criadas a respeito da gema, fazendo com que o fascínio pela mesma só aumentasse. Há relatos de que Alexandre, o Grande, em cerca de 330 a.C., jogava carcaças de carneiro dentro de minas diamantíferas profundas e que o diamante aderiria à gordura dos animais, enquanto a carne atraía abutres que as retiravam das minas, sendo as pedras retiradas da carcaça (CHAVES & CHAMBEL, 2003). Atualmente sabe-se que o diamante é o único mineral que se adere à gordura.

A descoberta do diamante no Arraial do Tijuco, hoje Diamantina, data oficialmente de 1729, mas acredita-se que a pedra já vinha sendo extraída desde 1714. A lavra de diamantes nessa região continua até os dias atuais, no entanto, os primeiros 130 anos de exploração fez do Brasil o maior produtor mundial de diamantes, levando ao declínio a exploração dos depósitos da África (BARBOSA, 1991; COSTA & LUZ, 2005; CHAVES & CHAMBEL, 2003). Os depósitos da Índia e de Diamantina são encontrados em aluviões e coluviões (COSTA & LUZ, 2005), no entanto, na região de Diamantina, conglomerados e brechas pré-cambrianas mostram-se também mineralizadas e têm sido lavradas desde meados do século XIX.

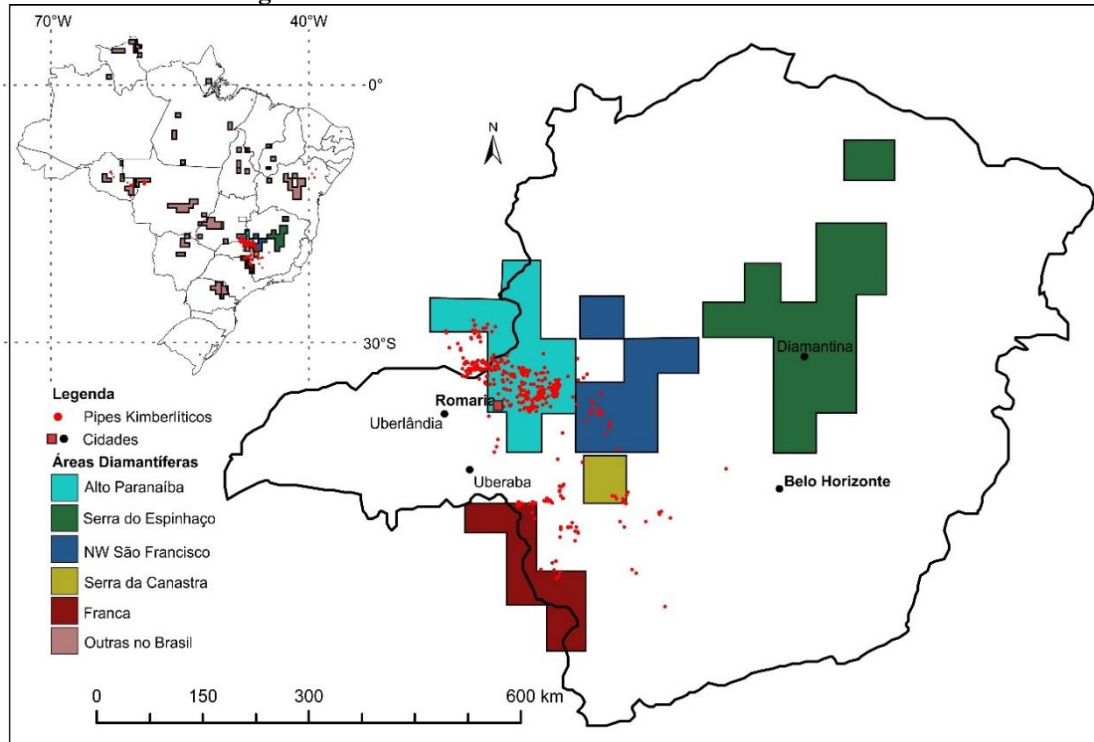
Além dos depósitos diamantíferos do Arraial do Tijuco, *i. e.*, Diamantina e regiões do entorno, depósitos e rochas mineralizadas em diamante são conhecidos e explorados em outras regiões do Brasil, tais como Bahia, Goiás, Pará, Paraná, Piauí, Tocantins, Roraima, Mato Grosso e outras localidades de Minas Gerais (SVISERO, 1995).

Segundo Svisero (1995) no oeste de Minas Gerais, sobretudo nas bacias dos rios Abaeté e Paranaíba, a exploração de diamantes remonta-se ao final do século XIX. Nos depósitos diamantíferos da Bahia, destaca-se a ocorrência de carbonado, uma variedade policristalina do diamante, associado aos conglomerados das formações Tombador e Morro do Chapéu. Ainda na Bahia, no município de Nordestina, o kimberlito de Braúna tem sido reportado como o único depósito primário sendo lavrado no Brasil (CPRM, 2017). No Mato Grosso o diamante é encontrado em depósitos coluvionares e aluvionares, especialmente nos arredores dos rios Garças e Araguaia, bem como nos *pipes* kimberlíticos percentes ao Campo Kimberlítico de Juína (SVISERO, 1995; NETO *et al.*, 2017).

Os primeiros kimberlitos e rochas parentes foram encontrados no Brasil em meados de 1960 nas proximidades de Coromandel (MG), sendo a busca dessas rochas impulsionada pela ocorrência de diamantes com alta quilatagem. Nas décadas subsequentes foram também encontrados kimberlitos em outras localidades no Triângulo Mineiro, Goiás, Mato Grosso, Piauí e Rondônia (CPRM, 2017). Atribui-se ao intenso intemperismo tropical, tão bem como à escassez de especialistas em kimberlitos e rochas associadas o retardo na localização destas rochas no Brasil (CHAVES & CHAMBEL, 2003).

No ano de 2017 o Serviço Geológico do Brasil – CPRM disponibilizou base de dados referente ao projeto intitulado “Diamante Brasil”, o qual indica áreas kimberlíticas e diamatíferas nos estados de Minas Gerais, Bahia, Mato Grosso e Rondônia (FIG. 7) (CODEMIG, 2006; CPRM, 2017).

Figura 7: Áreas diamantíferas do Brasil e Minas Gerais.



Fonte: Neto *et al.* (2017). Modificado.

3.2 KIMBERLITO

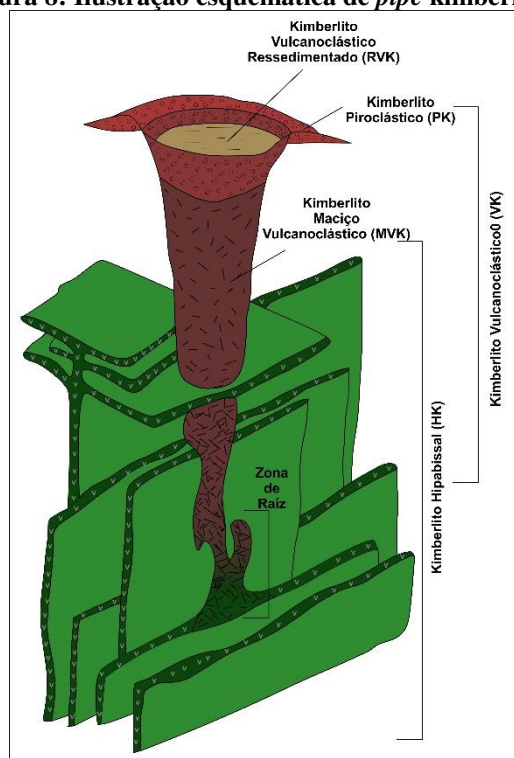
De acordo com Clement *et al.* (1984) e Mitchell (1986), os kimberlitos são diferenciados em dois grupos: o Grupo I, rochas híbridas de composição ultrabásica, empobrecida em potássio em relação ao Grupo II e contendo valores elevados de voláteis, principalmente CO₂; o Grupo II, por rochas ultrapotássicas e peralcalinas, também ricas em voláteis, principalmente H₂O, apresentando matriz rica em flogopita, calcita, diopsídio e apatita, correspondendo ao kimberlito lamprofírico ou micáceo (CLEMENT *et al.*, 1984; MITCHELL, 1986).

O magma kimberlítico, rico em voláteis, pode ser oriundo do manto peridotítico metassomatizado, gerando rochas que normalmente ocorrem como *pipes* (CLEMENT *et al.*, 1984). *Pipe* é um corpo intrusivo, com diferentes faciologias, alimentado por diques hipoabissais (a porção de raiz do corpo) sobrepostos por um diatrema central e, sobre este, a zona de cratera, configurando um corpo em “forma de cenoura” (FIG. 8), com diferentes faciologias (CLEMENT *et al.*, 1984; FELGATE, 2014). Essa configuração reflete a natureza do magma rico em gases e partículas que, ao se aproximar da superfície, assume caráter explosivo (MITCHELL, 1995; HALL, 1996, GILL, 2014). No entanto, estudos em kimberlitos do Canadá (*e.g. pipes* da mina de Ekati, HETMAN, 2008), tem demonstrado que muitas intrusões kimberlíticas assumem formas, dimensões e distribuição litológicas variáveis, sobretudo quando as encaixantes são de natureza

sedimentar e sob influência freática. A descrição detalhada dos kimberlitos canadenses levou à proposição de nova nomenclatura das *fácies* das rochas kimberlíticas (HETMAN, 2008; SCOTT-SMITH, 2013; FELGATE, 2014; SCOTT-SMITH *et al.*, 2018;) (FIG. 8).

Sendo rochas formadas pela fusão parcial do manto a profundidades maiores que 150 km, o magma kimberlítico captura, frequentemente, fragmentos das rochas e minerais das encaixantes dos condutos, ou seja, xenólitos e xenocristais, dentre eles o diamante. Neste caso, a velocidade de ascensão deve ser rápida o suficiente para não desestabilizar a estrutura do diamante para transformação no polimorfo grafita (MITCHELL, 1995; HALL, 1996).

Figura 8: Ilustração esquemática de *pipe* kimberlítico.

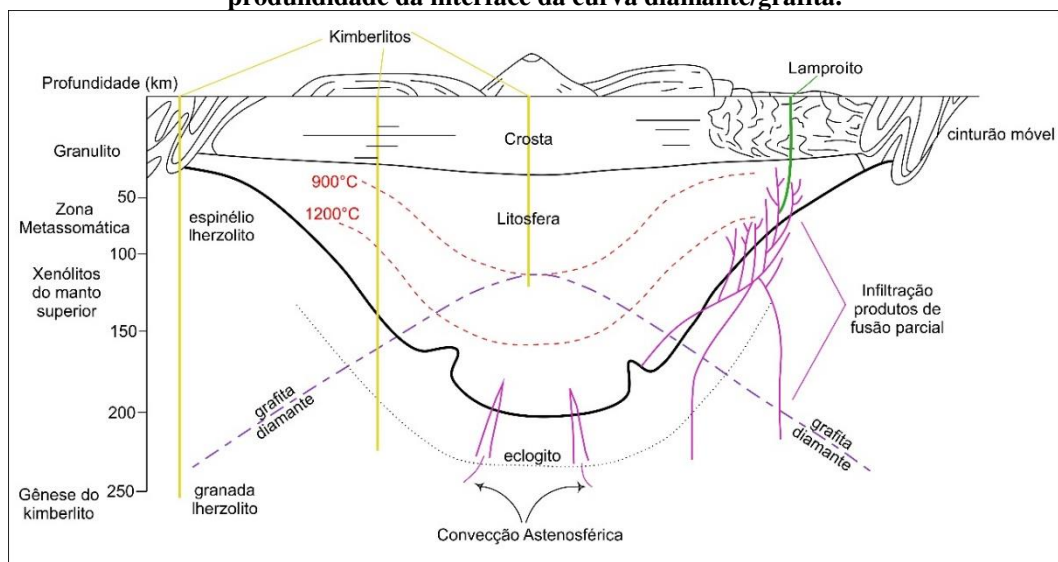


Fonte: Felgate (2014). Modificado.

Os kimberlitos apresentam textura porfirítica marcada pela relação entre xenólitos/xenocristais e matriz muito fina, com minerais que podem ocorrer tanto como xenocristais quanto compor a matriz. Deste modo, as rochas kimberlíticas são compostas por três componentes principais: xenólitos e xenocristais derivados do manto peridotítico e das demais rochas por onde atravessa os condutos; nódulos ou megacristais formados a partir do próprio magma kimberlítico; e a fase primária representada pelos minerais da matriz (CLEMENT *et al.*, 1984; MITCHELL, 1986). Os xenólitos encontrados nos kimberlitos podem indicar a profundidade de origem e natureza do manto superior, bem como de todos os níveis mantélicos e crustais por onde o magma percorreu durante sua ascensão (CLIFFORD, 1966; MITCHELL, 1986).

A presença de diamante também auxilia na interpretação da profundidade em que o magma se formou, tendo em vista que este mineral se forma em condições de altíssima pressão e temperatura (entre 900° e 1300°C; e pressões entre 45 e 65 kba), equivalente a profundidades de 150 a 200km (PEREIRA, 2001). O diamante não se forma no kimberlito, sendo gerado abaixo da curva de estabilidade grafita-diamante acomodada nas quilhas cratônicas (FIG. 9), a passagem do kimberlito nessa interface permite capturar e transportar o diamante para a superfície. A formação de diamantes profundos (cerca de 500 km de profundidade) em porções do manto transicional é associada a mobilização de voláteis como C, H e O durante a desvolatilização de litosfera em processo de subducção (BEYER & FROST, 2017).

Figura 9: Ilustração das quilhas litosféricas abaixo das zonas cratônicas, destacando a profundidade da interface da curva diamante/grafita.



Fonte: Pereira (2007). Modificado.

Segundo Mitchell (1986), megacristais ou nódulos são definidos como minerais que apresentam dimensões de 1-20 cm, normalmente ilmenita magnésiana (picroilmenita), granada piropo, diopsídio, enstatita, olivina e flogopita, formados cogeneticamente ao magma kimberlítico, embora ainda não se saiba os mecanismos que fazem com que esses nódulos se formem no magma kimberlítico. Quando é possível identificar apenas fragmentos destes minerais (0,5-10 mm), adota-se o termo macrocristais. A fase primária, por sua vez, é representada por fenocristais e microfenocristais subedrais a eudrais que foram cristalizados durante a ascensão do magma para formar a matriz kimberlítica, sendo os minerais mais comuns: olivina, flogopita, cromita, Ti-espínélio, perovskita, ilmenita, diopsídio, apatita, calcita, serpentina, entre outros. Estes nem sempre ocorrerão juntos, sendo dependentes da natureza composicional do manto. (MITCHELL, 1986).

Alguns minerais encontrados na matriz podem auxiliar na subdivisão dos kimberlitos nos grupos I e II: o Grupo I ou basálticos, apresenta monticelita, rara ilmenita, espinélio magnésiano; o Grupo II ou micáceos, contém Cr-espinélio e magnetita, diopsídio, sanidina, ilmenita e leucita na matriz. Olivinas e flogopitas são encontradas nos dois grupos, tanto na matriz como na forma de xenocristais, o que dificulta a caracterização destes minerais como cogenéticos ou não (MITCHELL, 1995; THOMAZ, 2009; GILL, 2014).

No que se refere ao ambiente de formação dos diamantes, Malkovets *et al.* (2007) reportam que, embora alguns diamantes possam ser derivados da zona de transição mantélica, a maioria das inclusões de diamantes são consistentes com a derivação do manto litosférico sub-continental (subcontinental lithospheric mantle – SCLM). Inclusões provenientes do manto harzburgítico foram amplamente encontradas, como é o caso de granadas sub-cálcicas, cromitas pobres em Al, forsterita e enstatita, sendo essa assembleia mineralógica restrita às zonas sub-cratônicas (GRIFFIN *et al.*, 2013). A formação de diamante e granada subcálcica rica em Cr no ambiente de SCLM pode se dar a partir da interação de fluidos ricos em CH₄ e H₂O com o manto harzburgítico (Fe₂O₃ (cromita) + CH₄ (fluido) → C (diamante ou grafita) + H₂O + FeO (cromita); cromita + ortopiroxênio + Si, Ca (fluido) → granada subcálcica rica em Cr) e, à medida que esse fluido passa pela litosfera, o metassomatismo enriquece o manto harzburgítico em Ca, Al e Fe para gerar magmas lherzolíticos (MALKOVETS *et al.*, 2007). Esse metassomatismo influencia a conexão genética direta do diamante com seus minerais indicadores mais comuns (*e.g.* granada sub-cálcica, cromita), uma vez que podem ocorrer como inclusões e, além disso, o grau de mineralização de um kimberlito dependerá da interação de fluidos mantélicos com antigos controles estruturais (MALKOVETS *et al.*, 2007; GRIFFIN *et al.*, 2013).

Estudos recentes demonstram a origem de diamantes no manto inferior associados à subducção de placas litosféricas, ambiente de formação de diamantes azuis, sendo o boro incluso na estrutura do mineral reciclado de peridotitos serpentinizados da crosta subductada (SMITH *et al.*, 2018).

3.3 LAMPROÍTO

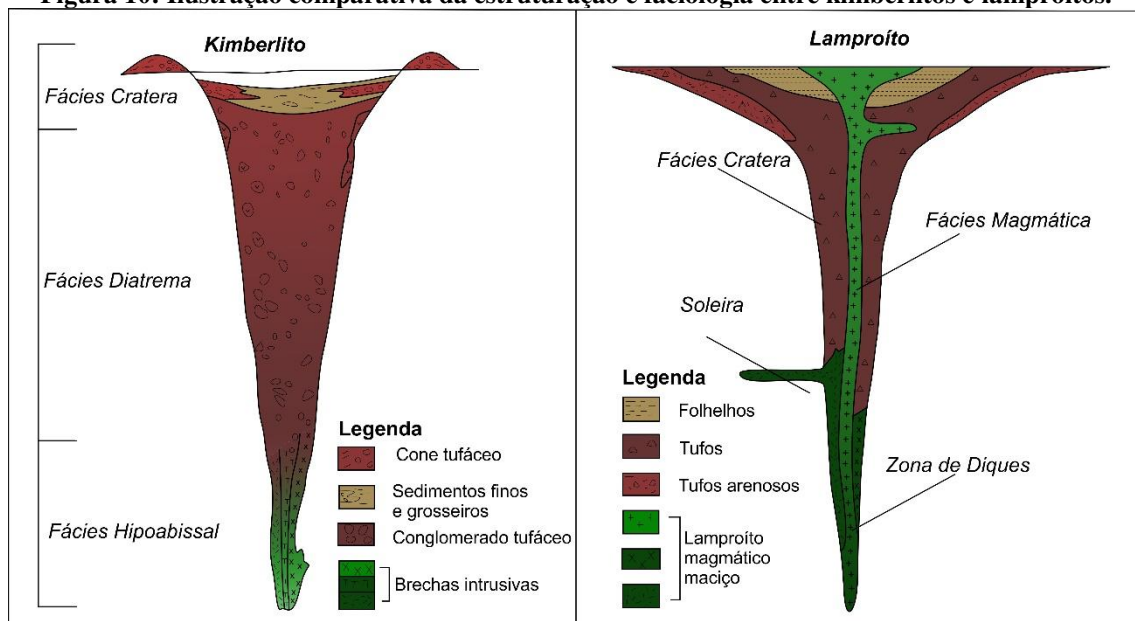
Os lamproítos são rochas híbridas, vulcânicas e subvulcânicas, constituídas de mistura de produtos magmáticos com xenólitos e xenocristais do manto (MITCHELL & BERGMAN, 1991). São pobres em sílica, CaO, Al₂O₃, Na₂O e ricos em MgO, FeO, K₂O e voláteis mas, ao contrário dos kimberlitos, o CO₂ está praticamente ausente, sendo muito ricos, também, em elementos incompatíveis (K, Rb, Sr e Ba, principalmente)

(MITCHELL & BERGMAN, 1991). São peralcalinos e tipicamente ultrapotássicos (contendo 6% a 8% de K_2O contra 0,6-2% nos kimberlitos do Grupo I e 5% nos kimberlitos do Grupo II) e a razão K_2O/Na_2O é cerca de cinco vezes maior que a encontrada em kimberlitos (MITCHELL, 1986; MITCHELL & BERGMAN, 1991). Ainda segundo esses autores, os lamproítos se formam a partir do *melt* de porções mantélicas enriquecidas em fluídos, principalmente K_2O , H_2O e F , sendo o diamante encontrado nesse tipo de rocha derivado de partes do manto litosférico que se encontram abaixo das porções enriquecidas em fluídos.

Assim como os kimberlitos, os lamproítos aparecem em áreas cratônicas (FIG. 9), podendo estar associados, também, às faixas móveis. Enquanto o *emplacement* de kimberlitos ocorreu do Pré-cambriano até o Mesozoico, o magmatismo de lamproítos é registrado do Pré-cambriano ao Cenozoico, a exemplo do campo lamproítico de Ellendale (Austrália) (MITCHELL & BERGMAN, 1991).

Os kimberlitos podem apresentar volume da ordem de 5000km^3 , enquanto que os lamproítos mostram-se menores que 100km^3 . Essa diferença de volume resulta do fato que lamproítos serem predominantemente compostos por *fácies* extrusivas, que são facilmente erodidas, enquanto nos kimberlitos há o predomínio de *fácies* intrusivas (FIG. 10) (MITCHELL & BERGMAN, 1991).

Figura 10: Ilustração comparativa da estruturação e faciologia entre kimberlitos e lamproítos.



Fonte Chaves & Chambel (2003). Modificado.

Segundo Mitchell (1986, 1995, 1991) os lamproítos se diferem faciologicamente dos kimberlitos (FIG. 10) e mineralogicamente são compostos por matriz vítrea e fenocristais de olivina, flogopita, diopsídio, apatita, perovskita e espinélio. A distinção

faciológica e de estruturação entre lamproítos e kimberlitos é destacada pela ausência de *tuff ring* ou cone tufáceo e pelo predomínio de *fácies* intrusivas representadas por diques e soleiras, assim como pelo conduto estreito e alongado quando comparado ao kimberlito (FIG. 10).

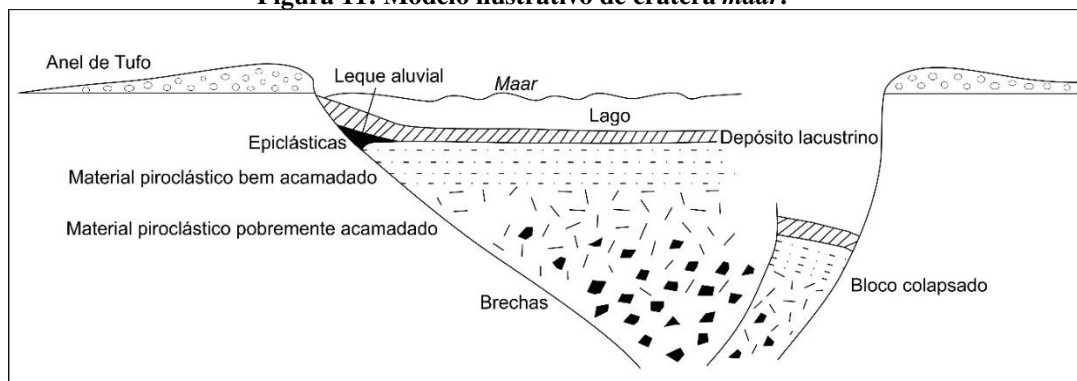
3.4 A FORMAÇÃO DE CRATERAS *MAAR* E SEUS DEPÓSITOS

O vulcanismo kimberlítico/lamproítico associa-se a atividade intensamente explosiva devido à descompressão da pressão litostática e rápida liberação de voláteis quando da aproximação da superfície, com subsequente hidratação do magma após atingir o lençol freático (MITCHELL, 1986; MCPHIE *et al.*, 1993). O fraturamento e fragmentação das rochas associadas à explosividade do magmatismo promovem, especialmente após o colapso da cratera, superfícies irregulares, descontínuas e deprimidas formando níveis de base local (MITCHELL, 1986). A natureza explosiva pode espalhar tefra (cinza, *lapilli*, escória, bombas e blocos) e fragmentos das rochas encaixantes em um raio de dezenas de quilômetros ocupando os níveis de base locais, formando depósitos de *pyroclastic surges*, ou seja, correntes piroclásticas radiais compostas por gases e fragmentos de rochas ejetadas (PORRITT *et al.*, 2008). Porritt *et al.* (2008) destacam que os gases magmáticos determinam a escavação e fragmentação explosiva e causa erosão das rochas encaixantes, resultando em depósitos caóticos, pobremente selecionados, parecendo-se com depósitos de fluxo de massa.

Característico de vulcanismo explosivo é a formação de crateras tipo *maar*, que são crateras vulcânicas causadas por erupção freatomagmática (MCPHIE *et al.*, 1993). Apresentam diâmetros de 60 a 8 mil metros, são semicirculares e de baixo-relevo (10 a 200 metros de profundidade), formando um lago depois de preenchida por água do lençol freático (MCPHIE *et al.*, 1993). Essas crateras agem como nível de base local que, além de receber parte dos depósitos piroclásticos durante e após o evento explosivo, passa a acolher todos os depósitos epiclásticos e sedimentares das imediações, resultando em alternância de depósitos piroclásticos e epiclásticos (MCPHIE *et al.*, 1993).

Segundo Mitchell (1986, 1991, 1995), durante a erupção de magma kimberlítico, tem-se a instalação de crateras do tipo *maar* com subsequente intercalação de *fácies* (FIG. 11) propostas por McPhie *et al.* (1993). Estas características associadas a crateras *maar* foram evidenciadas em kimberlitos da África e Canadá, sendo reportados nos trabalhos de Scott-Smith (2013) e Scott-Smith *et al.* (2018).

Figura 11: Modelo ilustrativo de cratera maar.



Fonte: Mitchell (1986). Modificado.

3.5 QUÍMICA MINERAL

O estudo de elementos maiores em minerais satélites de diamantes em campanhas de exploração/prospecção é importante para avaliar o potencial econômico de kimberlitos e lamproítos. O diamante é desagregado de peridotitos e eclogitos mantélicos e, uma vez que o magma proveniente da fusão desse manto enriquecido em diamante ascende à superfície, também são incorporados minerais satélites com assinatura geoquímica do manto, haja vista a coexistência destes com o diamante (GURNEY & ZWEISTRA, 1995).

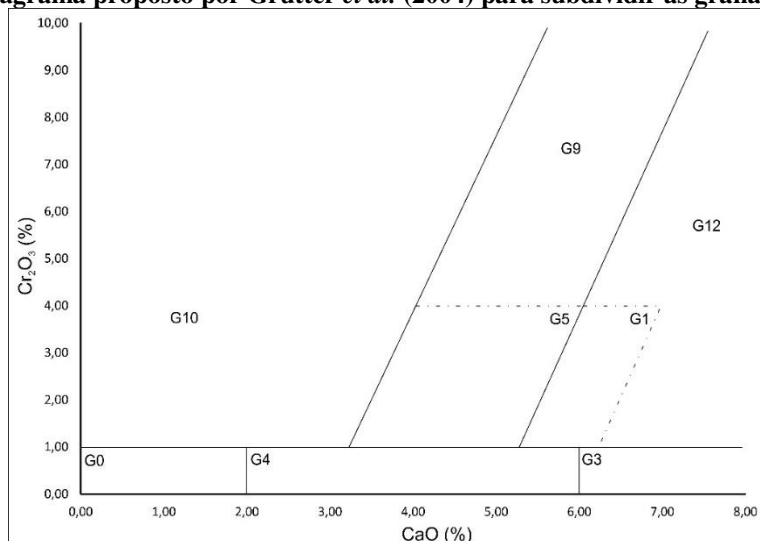
Os minerais comuns na caracterização do potencial diamantífero nas rochas mineralizadas são a olivina, orto- e clinopiroxênio, granada e cromita (Cr-espinélio), sendo estes dois últimos prioritariamente utilizados como indicadores, considerando a baixa reatividade destes com o magma kimberlítico e a maior resistência ao transporte no sistema sedimentar (SCHULZE, 2003; WYATT *et al.*, 2004, GRÜTTER *et al.*, 2004). Ilmenitas magnesianas, ou picroilménitas, também são usadas como guia prospectivo pois assim como a granada e a cromita, são altamente resistentes aos processos intempéricos e sedimentares (GURNEY & SWITZER, 1973; GURNEY, 1984).

3.5.1 Granada

De acordo com Gurney & Switer (1973) e Deer *et al.* (1997) granadas do tipo piropo, raras em rochas crustais, apresentam afinidade kimberlítica e lamproítica associada ao manto peridotítico. Quimicamente contém MgO >13% e Cr₂O₃ de <1% à 15% (GURNEY & SWITER, 1973; GURNEY, 1984). Além dos altos valores de MgO e Cr₂O₃, o baixo-Ca (<1% a 5%) em granadas do tipo piropo pode auxiliar na estimativa do potencial diamantífero de determinado kimberlito com base na relação entre CaO e Cr₂O₃ (GURNEY & SWITER, 1973; DAWSON & STEPHENS, 1975; GURNEY, 1984; GRÜTTER *et al.*, 2004).

Grütter *et al.* (2004), adaptaram de Dawson & Stephens (1975), Gurney (1984), Schulze (2003) e outros autores, a classificação de granadas G0 a G12 em diagrama binário de CaO X Cr₂O₃ (FIG. 12). Os autores sugeriram diferentes classificações e afinidades petrológica para granadas mantélicas, sendo: peridotíticas (G10, G9 e G12), eclogíticas (G3), piroxeníticas (G4 e G5), xenocristais (G1) e metassomatizadas (G11).

Figura 12: Diagrama proposto por Grütter *et al.* (2004) para subdividir as granadas mantélicas.



Fonte: Grütter *et al.* (2004).

Segundo Gurney (1984) granadas G9 e G10 são, respectivamente, granadas lherzolíticas e harzburgíticas, sendo as harzburgíticas relacionadas a alto potencial diamantífero, associado a altos teores de Cr em outros minerais indicadores. Haggerty (1999) e Grütter *et al.* (2004) assumem que as granadas do tipo G10 são encontradas mais facilmente inclusas em diamante por se originarem em condições termobarométricas condizentes com àquelas da formação do diamante. Granadas do tipo G5, associadas por Grütter *et al.* (2004) a zonas de destruição litosférica, quando encontradas em depósitos diamantíferos juntamente com ilmenitas manganésíferas e turmalinas do tipo dravita, são atribuídas a magmas lamproíticos (FIPKE, 1991).

3.5.2 Ilmenita

A ilmenita magnésiana ou picroilmenita é muito utilizada em campanhas exploratórias para prospecção de diamante, tendo em vista sua alta resistência ao intemperismo (GURNEY, 1995). Meyer & Svisero (1975) ressaltam que ilmenitas encontradas em kimberlitos são provenientes da desagregação de peridotitos mantélicos e de xenólitos eclogíticos, raramente ocorrem inclusas em diamantes. Tendo em vista a presença de ilmenita em diferentes tipos de rocha, a separação de ilmenitas kimberlíticas daquelas provenientes de outras fontes revela-se como necessária, sendo o diagrama binário MgO x TiO₂ proposto por Wyatt *et al.* (2004) o mais utilizado para isso.

A picroilmenita kimberlítica tende a apresentar valores de MgO entre 6% e 14%, podendo, em casos isolados, atingir até 25% de MgO (HAGGERTY, 1991; WYATT *et al.*, 2004). A picroilmenita associada a lamproítos pode mostrar teores de MnO >1%. Após o reconhecimento de ilmenitas manganésíferas em lamproítos do diatrema de Argyle (Austrália), este mineral foi identificado também em outros lamproítos (FIPKE, 1991).

3.5.3 Turmalina

A presença de turmalinas em depósitos diamantíferos não é comum. A primeira ocorrência de turmalina associada a kimberlitos é citada por Brookins (1969), em kimberlitos do Kansas (Estados Unidos). No entanto, Leonardos *et al.* (1987) e Fipke (1991) identificaram grãos de turmalina do tipo dravita (ferro-magnésiana), em lamproítos de Argyle e Ellendale (Austrália), Prairie Creek (Estados Unidos) e Jack (Canadá) e possível lamproíto nos arredores de Presidente Olegário (Brasil). Inicialmente, esses grãos foram considerados por Fipke (1991) como provenientes de rochas encaixantes destes corpos, tendo em vista o hábito esferoidal identificado em alguns grãos, porém, grãos euédricos também foram recuperados nos lamproítos citados acima (composição média descrita no Quadro 1). Fipke (1991) sugeriu uma reação magmática a partir de olivina + cianita + diopsídio jadeítico presentes em fontes eclogíticas para formar turmalina dravita. Assim, o autor propôs um diagrama binário $K_2O \times TiO_2$ para segregar as turmalinas entre aquelas compatíveis com a reação magmática proposta, daquelas não associadas à fonte lamproítica. Turmalinas de diatremas lamproíticos mineralizados em diamante podem ser encontradas juntamente com ilmenitas manganésíferas e a granadas G5.

Dobrzhinetskaya *et al.* (2009, 2014) citam a ocorrência de qingsongita (nitreto de boro – NB) associada a microdiamantes no Tibet, com o boro proveniente de rochas pelíticas e sendo assimilado para formar a qingsongita em porções mantélicas. A presença de boro na estrutura cristalina de diamante pode se dar a partir de fluidos enriquecidos pela dissolução de porções de crosta oceânica subductada no manto inferior (DOBRZHINETSKAYA *et al.*, 2009 e 2014; SMITH *et al.*, 2018).

Quadro 2: Variação composicional em turmalinas dravíticas encontradas em lamproítos.

Componente	Variação	Componente	Variação
SiO ₂	33,7-37,4%	TiO ₂	0,04-1,5%
Al ₂ O ₃	28,1-35,3%	Na ₂ O	1,3-2,3%
Cr ₂ O ₃	<0,15%	CaO	0,05-2%
MnO	<0,22%	K ₂ O	0,01-0,2%
FeO	2,9-13,0%	B ₂ O ₃	<10,7%
MgO	1,0-8,8%	F	<0,55%
TiO ₂	0,04-1,5%	Cl	<0,3%

Fonte: Flipke (1991).

3.6 OCORRÊNCIA DE DIAMANTE NO OESTE MINEIRO

Os depósitos diamantíferos conhecidos no oeste de Minas Gerais e no Triângulo Mineiro são do tipo aluvionares e coluvionares e são explorados desde 1880, sendo a mina de Romaria (Água Suja) uma das mais antigas (FIG. 1 e 7). No entanto, brechas (Tauá e Secondina) que ocorrem numa sucessão sedimentar na margem direita do Córrego Água Suja são igualmente lavradas desde o final do século XIX (DRAPPER, 1911). Grandes diamantes de qualidade gemológica foram extraídos em drenagens da região, destacando-se os maiores diamantes brasileiros: o Presidente Vargas (726,6 ct), o Darcy Vargas (455 ct), o Estrela do Sul (261,38 ct), dentre muitos outros (SVISERO & MEYER, 1981; SVISERO, 1995; CHAVES & CHAMBEL, 2003; PEREIRA, 2007).

Após a descoberta do primeiro *pipe* kimberlítico Vargem-1 (Coromandel) em 1969 (NETO *et al.*, 2017), a empresa De Beers iniciou a busca de fontes primárias economicamente viáveis no Brasil a partir de um levantamento aeromagnético (Convênio Geofísico entre Brasil e Alemanha) onde foram identificadas anomalias atribuídas à corpos kimberlíticos e correlatos em Minas Gerais. Segundo Haralyi & Svisero (1984), o levantamento magnetométrico de 1973 revelou anomalias circulares que poderiam representar *pipes* kimberlíticos. A presença desses *pipes* na Faixa de Dobramentos Brasília foi confirmada pelo projeto “Diamante Brasil” desenvolvido pela CPRM, a partir do rastreamento de minerais indicadores de diamantes e levantamentos aerogeofísicos, totalizando 775 corpos kimberlíticos no estado de Minas Gerais, sendo parte deles mineralizados (NETO *et al.*, 2017). Os corpos kimberlíticos ocorrem na borda sudoeste do Cráton São Francisco, na interface da Faixa de Dobramentos Brasília com a Bacia do Paraná. Contudo, grande parte dos kimberlitos da região está inserida na própria Faixa de Dobramentos Brasília, no entanto, abaixo das rochas supracrustais dessa faixa, seções sísmicas evidenciam que parte do embasamento cristalino não se encontra deformado (contexto de *thin skinned tectonics*), denotando uma possível zona estável para o *emplacement* destas rochas durante o Cretáceo (MARINI, 2002; ROMEIRO-SILVA & ZALAN, 2005; ZALAN & SILVA, 2007).

3.7 PUBLICAÇÕES RECENTES ACERCA DE KIMBERLITOS E SEUS AMBIENTES MANTÉLICOS

A bibliografia acerca de kimberlitos, rochas associadas e mineralizações diamantíferas é extensa e trata também das interfaces e ramificações pertinentes ao assunto. Se faz necessário citar os trabalhos de Scott-Smith (2013) e Scott-Smith *et al.* (2018), onde apresentam uma nova classificação para as diferentes fácies que ocorrem nos kimberlitos, como ilustrado na Figura 8, destacando a revisão de terminologia que foi feita: as *fácies* epiclásticas foram reclassificadas como “kimberlito vulcanoclástico ressedimentado” (RVK); as *fácies* de *tuff ring* para “kimberlito piroclástico” (PK); as *fácies* de brecha kimberlítica tuffisítica para “kimberlito vulcanoclástico maciço” (MVK); e a porção de raiz - base do diatrema central até os diques precursores – para “kimberlito hipoabissal” (HK) (SCOTT-SMITH, 2013; SCOTT-SMITH *et al.*, 2018).

Soltys *et al.* (2018), Mitchell & Giuliani (2019), Kostrovitsky *et al.* (2020), Tovey *et al.* (2020), Dalton (2020) e Howarth & Giuliani (2020) usam a química mineral de minerais como ilmenita e granada para entender a composição dos magmas primitivos que dão origem a kimberlitos e lamproítos bem como estudos termobarométricos para entender o possível metassomatismo que ocorre nas zonas do manto litosférico subcontinental.

Muito se fala sobre os mecanismos de formação de diamante em porções mais profundas do manto, como os trabalhos de Ernst *et al.* (2018), Fedortchouk *et al.* (2019) e Abersteiner *et al.* (2019, 2020), que abordam o possível mecanismo de geração de diamantes em porções do manto a partir do consumo da litosfera onde a variação de temperatura e pressão seria compatível com o campo de estabilidade do diamante. Cabe ressaltar o trabalho de Beyer & Frost (2017) sobre a formação de diamantes profundos (cerca de 500 km de profundidade) em porções do manto transicional devido desvolatilização de litosfera em processo zonas subductantes (BEYER & FROST, 2017). Com relação ao manto metassomatizado descrito por Malkovets *et al.* (2007) e Griffin *et al.* (2013), destaca-se os trabalhos de Dobrzhinetskaya *et al.* (2009, 2014), Smith *et al.* (2018) e O’Bannon *et al.* (2020) que relacionam o incremento de elementos como B, N, C e outros voláteis em porções mantélicas a partir dos processos des subducção de litosfera oceânica, como descrito anteriormente. Esses estudos de voláteis existentes no manto ajuda na compreensão e entendimento a cerca da formação de turmalinas associadas a rochas lamproíticas mas, com relação a essas rochas em específico, a bibliografia ainda é escassa, sendo o estudo mais recente citado por Presser (2019).

4 ARTIGO: OCCURRENCE OF DRAVITE TOURMALINE IN A DIAMOND-BEARING BRECCIA – A POSSIBLE LAMPROITE DEPOSIT IN THE ALTO PARANAÍBA IGNEOUS PROVINCE

Ana Carolina Batista Vieira¹, Pedro Angelo Almeida-Abreu¹, Gislaine Ámores Batillani¹, Carlos Augusto Sommer²

¹Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Programa de Pós-graduação em Geologia/ICT/UFVJM, Campus JK - Centro de Estudos em Geociências (CEGEO), Rodovia MGT 367 - Km 583, nº 5000, 39100-000, Alto da Jacuba, Diamantina, Minas Gerais, Brazil; acbvbaterra@gmail.com, pangelo.ufvjm@gmail.com, gislaine.batillani@ict.ufvjm.edu.br.

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Geociências, Av. Bento Gonçalves, nº 9500 Porto Alegre, 91501-970, Rio Grande do Sul, Brazil; casommer@sinos.net.

Abstract

Our study was conducted on the diamond deposit of Romaria (Brazil), which belongs to the Alto Paranaíba Igneous Province, where several kimberlitic pipes and alluvial deposits were identified through the association of satellite minerals like subcalcic garnets and magnesian ilmenites. Garnet, ilmenite and tourmaline grains were recovered from a diamond-bearing breccia and analysed under electron microprobe. Garnet grains exhibit a range of compositions compatible with G10, G9 and G5 types, with a high concentration of G9 and G5 types. Ilmenite grains are Mg- to Mn-rich, plotting both inside the kimberlitic and non-kimberlitic fields. The tourmaline grains are predominantly dravite-type, with variable proportions of TiO₂ and K₂O. This rare association of tourmaline dravite with diamond may occur in rocks of lamproitic affinity, such as Argyle, Ellendale, Prairie Creek, Sask, Presidente Olegário and Ymi-1 pipes. We therefore suggest a possible lamproite origin for the studied diamond deposit.

Keywords

Mineral chemistry; Lamproite; Kimberlite; Tourmaline; Alto Paranaíba Igneous Province;

1. Introduction

The search for primary sources of diamonds has been a constant challenge for researchers and mining companies since the discovery of the kimberlites around Kimberley (South Africa) in 1872 (Mitchell, 1986). In addition to aerogeophysical methods, such as magnetometry, geochemical prospecting campaigns are one of the greatest tools used to find these sources, mainly through the analysis of satellite minerals (Neto *et al.*, 2017). The determination of its compositions, by means of electron microprobe analysis, is one of the most relevant steps to evaluate the diamond potential of a certain location. Minerals such as garnet, chromite, ilmenite, diopside, olivine and phlogopite, when found in the context of diamond mineralizations, can provide information about mantle provenance, since they occur in conditions similar to those of diamond formation and, when analysed together, can separate kimberlites from lamproites (Mitchell, 1986, 1995; Mitchel & Bergman, 1991; Grutter *et al.*, 2004; Wyatt *et al.*, 2004; Scott-Smith *et al.*, 2018).

In Brazil, diamonds have been mined in the Alto Paranaíba Igneous Province since 1880 in alluvial and colluvial deposits. The search for kimberlitic pipes and associated rocks in the province took place around 1960, with the discovery of the first Brazilian kimberlitic pipe, the Kimberlite Vargem 1 in Coromandel (Neto *et al.*, 2017) in 1969.

Boosting the demand for economically viable primary sources in Brazil based on aeromagnetic surveys carried out through an agreement between Brazil and Germany in later years, hundreds of anomalies were detected and attributed to kimberlitic and lamproitic bodies, and later projects were dedicated to detailing geophysical surveys and satellite mineral prospecting campaigns, mainly in the regions over the Brasília Fold Belt and on the south-west edge of the São Francisco Craton (Neto *et al.*, 2017).

In the Água Suja Mine (Romaria, Minas Gerais – Brazil), one of the oldest mines in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP), different hypothesis have been proposed to explain the diamond mineralization which occur in two volcanoclastic breccia layers, called “Tauá” and “Secondina”. Drapper (1991) correlated these layers to a hydrovolcanic eruption, assigning a proximal origin to the diamond deposit. Other authors relate the diamond-bearing layers to the Marília Formation (Seer & Moraes, 2017; Chaves & Dias, 2017), disregarding a correlation with proximal volcanic activity, or to the Uberaba Formation, considering a volcanic event associated to the Serra Geral Formation (Gravina *et al.*, 2002; Gravina, 2003).

Svisero (1981, 1995) and Coelho (2010) analysed the mineral chemistry of indicator minerals in the Água Suja Mine, citing the diamond potential of the deposit due to the presence of subcalcic Cr-rich garnets and magnesian ilmenites, considering a kimberlitic origin to it. This work contributes with the knowledge about the diamond occurrences in the APIP, presenting new mineral chemistry data collected in the Romaria mine and proposing a possible alternative origin for the diamonds in the region.

Geological Setting

The study area is located in the Alto Paranaíba region, which includes five geotectonic domains: the São Francisco Craton, the Brasília orogenic belt, the Paraná Basin, the Sanfranciscan Basin and the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) (Figure 1).

The São Francisco craton in this region is covered by the neoproterozoic Bambuí group, which is represented by intercalations of siliciclastic and chemical lithofacies deposited in an extensive epicontinental sea in the context of a foreland basin related to the Brazilian orogeny of the Brasília belt (Canastra, Ibiá and Araxá Groups) (Alkmim & Martins-Neto, 2001; Iglesias & Uhlein, 2009).

In this region, two units of the Paraná basin gather volcano-sedimentary deposits of Cretaceous age, related to the break-up of the Gondwana continent during the opening of the South Atlantic Ocean. The São Bento Group is characterized by eolian deposits of desert environment (Botucatu Formation) and by thick effusive volcanic sequence composed by continental basalt from the Serra Geral Formation (Paraná – Entedeka LIP). The Bauru Group includes eolian and fluvial deposits (Uberaba Formation) and fluvial and alluvial successions of the Marília Formation (Almeida *et al.*, 2012; Coelho, 2010; Neto *et al.*, 2017).

Also correlated to the Gondwana break-up is the Sanfranciscana Basin, consisting of paleozoic/mesozoic sedimentary and volcanic rocks associated with alkaline magmatism belonging to the Alto Paranaíba Igneous Province. The Mata da Corda Group is part of this province and is composed of kamafugitic floods and pyroclastic rocks associated with epiclastic sedimentary deposits of alluvial and fluvial systems (Sgarbi, 2000; Sgarbi *et al.*, 2001). The kamafugitic magmatism origin is related to the formation of the Alto Paranaíba Arch during the rise of the Trindade and Tristão da Cunha Plumes (Gibson *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998). This event was also responsible for the alkaline magmatism of the northeastern edge of the Paraná Basin after reactivation of two major structural lineaments: the “Azimuth 125” (NW-SE direction), and the “Transbrasiliiano” (NE-SW direction) lineaments (Pereira, 2007; Silva, 2015; Neto *et al.*, 2017). Both lineaments acted as structural control on the emplacement of carbonatitic, lamproitic and kimberlitic pipes observed on the Romaria region and other

occurrences along southeastern to northern Brazil (Toyoda *et al.*, 1984; Thompson *et al.*, 1998; Bizzi & Vidotti, 2003; Pereira & Fuck, 2005).

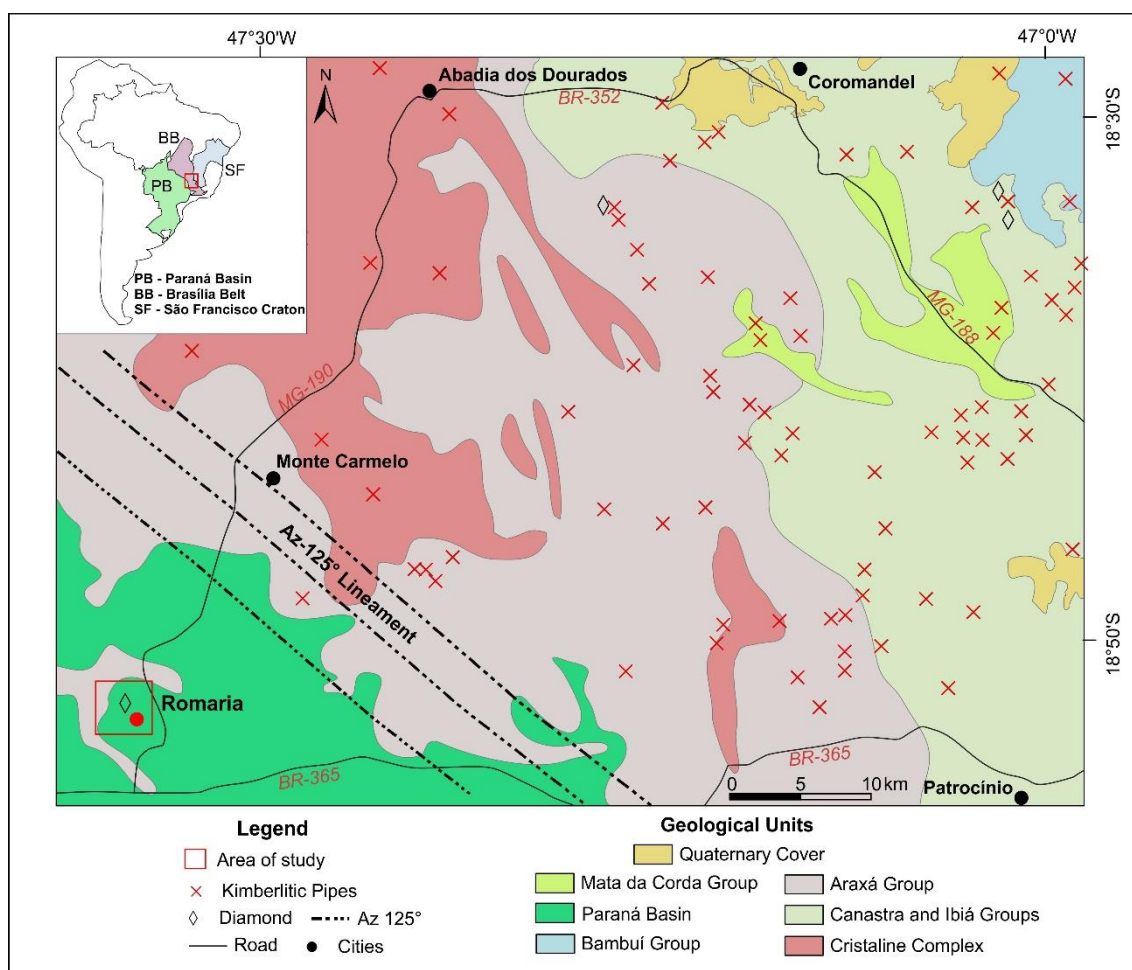


Figure 1: Geological context of the Romaria region, emphasizing the interface between Craton São Francisco (SF), Brasília Belt (BB) and Paraná Basin (PB) (Almeida *et al.*, 2012), as well as the location of kimberlitic pipes of the Alto Paranaíba Arch represented by the Az-125° lineament (Neto *et al.*, 2017).

2. Materials and Methods

For the separation of the heavy minerals, approximately 150 liters of rock were collected from the diamond-bearing breccia (Tauá Breccia). Sampling was carried out in the current mining front of GAR Mineração at Romaria (Minas Gerais – Brazil). The selected sample was properly disaggregated and washed under running water to remove the clay fraction, followed by sieving (16#, 6# and 4# sieves) in the Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM). The satellite minerals of diamonds such as garnet, ilmenite and tourmaline were obtained in granulometry through the 16# sieve. The selected material was dried in an oven at 60°C for 2 hours, then the grains of magnetite were removed with the aid of a manual magnet. The residual concentrate was processed in a Frantz Isodynamic Separator in the Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), meeting the following configurations subsequently: (a) current of 0.3A for the separation of ilmenites; (b) 0.4A current for the separation of minerals such as garnet and chromite; (c) 0.5A current for diopside separation. The residual material was subjected to 0.6A current for separation of the pyrope garnet. While using a current of 0.3A, the inclination of the Frantz Isodynamic Separator was set for a 10° frontal and 15° lateral, while in other current values a lateral inclination of 20° was used. The minerals separated ranges were identified with the aid of a binocular loupe (Figure 2). In the matrix of the diamond

volcanogenic conglomerate garnet grains occur in a fraction of 1mm, while ilmenite and tourmaline grains occur <1mm.

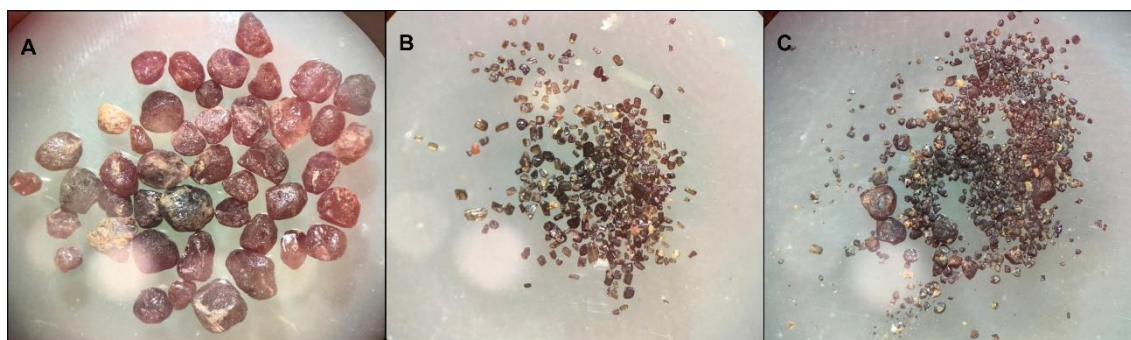


Figure 3: Grains that were analyzed an electron microprobe. A) Garnet; B) Tourmaline; C) Ilmenite.

The mineral grains were placed on epoxy mounts and then polished to expose grain cores, and then were taken to the Laboratório de Microsonda Eletrônica of the Petrology and Geochemistry Study Center (Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS) for analysis on a Cameca SXFive electron microprobe. The electron beam was set at 15 kV acceleration voltage, 15 nA acceleration current, 5 μ m spot size. The counting times on the peaks were 20s for all elements (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K and Cr), except for Ni, Zn and V (30s), and the counting time on the background was half the time used at the peaks. The analytical standards analyzed are found in supplementary material A and analytical errors were between 0.20% and 0.86%. The core and rim of mineral grains were analysed in a total of 555 spots on the following minerals: garnet (Grt), ilmenite (Ilm) and tourmaline (Tur). The structural formula of garnet, ilmenite and tourmaline were recalculated by equilibrium and stoichiometry equations following the work of Perkins (2007) for garnet; Droop (1987) for ilmenite; Selway (1999) for tourmalines with stoichiometric calculation for B₂O₃, H₂O and Li₂O, B=3 apuf, OH+F=4 apuf and structural formula with 15 cation normalization (Y+Z+T) for the structural sites. Compositional plots of mineral compositions were plotted in ternary diagrams using the TriQuick software (Dolivo-Dobrovolsky, 2012).

3. Results

Field description

The material sampled (Figure 3) for analysis of mineral chemistry was taken from a diamond volcanoclastic facies of Romaria, called “Tauá Breccia” by Drapper (1911) and local miners. These “breccias” are deposits from reworking of proximal volcanogenic rocks, which erosively overlaps both the eolian sandstones of the Botucatu Formation and the Araxá Group mica-schist. The rock is weathered, massive and very poor sorted and composed by millimeter to centimeter clasts (up to 30 centimeters) of sandstone, schist, basic rocks and massive kaolin (i.e., without zoning or differentiation compositional). These clasts are sub-rounded to angular, with a predominantly clay-rich reddish matrix. This whole sequence occupies irregular decametric depressions and is superimposed by intercalation of siltstones and impure sandy levels. Between the volcanogenic conglomerate and the epiclastic rocks, a thin layer of opal may appear.

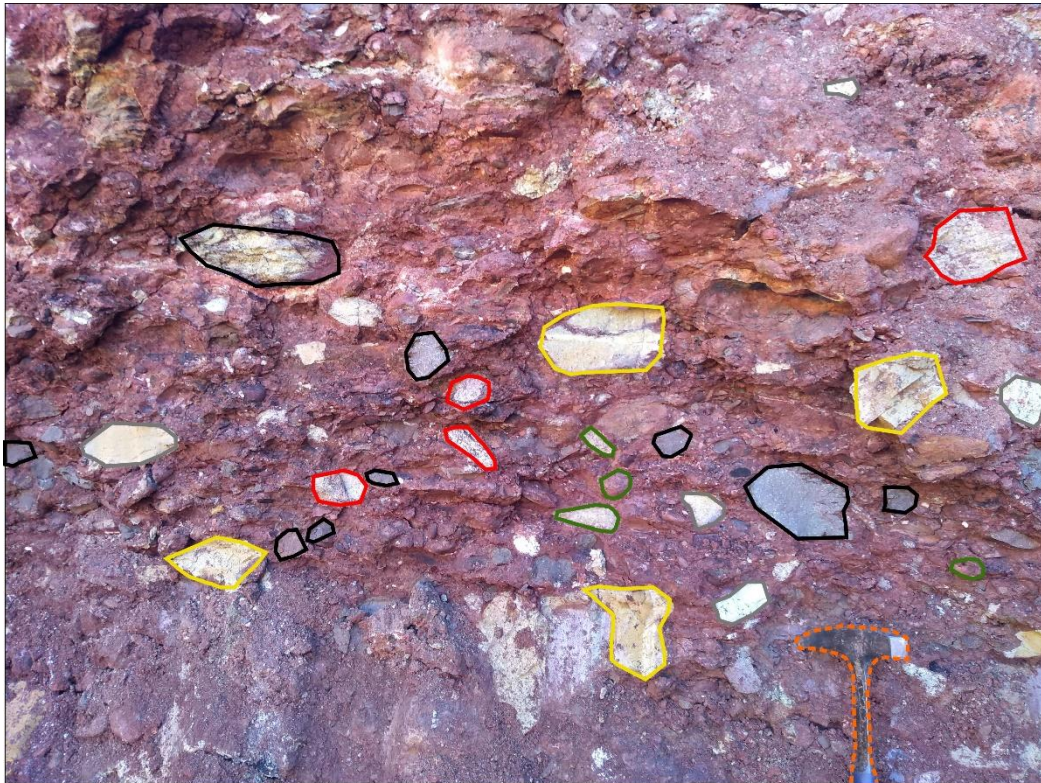


Figure 3: Tauá vulcanoclastic breccia, diamond level in the Romaria mine. The breccia presents a clay-rich reddish matrix and being composed by clasts of sandstone (green), schist (red), basic rocks (black), opal (yellow) and kaolin (grey) without zoning.

Mineral chemistry

Tourmaline

Tourmaline grains occur in the granulometric fraction <1 mm and are rounded to prismatic, from dark brown to greenish colors when viewed in binocular loupe. From the recalculation of the structural formula, a ternary diagram proposed by Henry *et al.* (2011) was used, with the final members of the tourmalines belonging to the alkaline group (dravite-schorlite-elbaite), made from the proportions Mg^{2+} , Fe^{2+} and Li that are in the structural site Y. Following the recalculation proposed by Selway (1999), of the 145 tourmalines, 119 are dravites, 23 schorlites and 3 uvites. Based on the diagram of Henry *et al.* (2011), 80 are dravites (55%) and 65 schorlites (45%) (Figure 4). This difference is due to the structural formula, considering the cationic proportions in the structural sites (Al and Fe^{3+} in Z; Al, Fe^{3+} , Mg, Fe^{2+} and Li in Y; Ca and Na in X) to name the minerals, while the triplot presents the cations on site Y. In this way, all discussions are structured according to the formula, in view of the most complete proportion already mentioned, being the triplot only illustrative (Figure 4).

The average composition of the dravite grains is SiO_2 (34.19-37.26%) TiO_2 (0.15-1.29%), Al_2O_3 (28.63-34.33%), FeO (4.48-9.66%), MgO (4.86-8.69%), Na_2O (1.32-2.7%), MnO (0-0.12%), CaO (0.05-2.23%), K_2O (0-0.11%). The schorlite grains show a variation in SiO_2 (33.88-36.32%), TiO_2 (0.26-1.34%), Al_2O_3 (29.63-33.48%), FeO (8.49-13.04%), MgO (2.23-6.23%), Na_2O (1.28-2.54%), MnO (0-0.13%), CaO (0.08-2.07%), K_2O (0-0.07%) (supplementary material B).

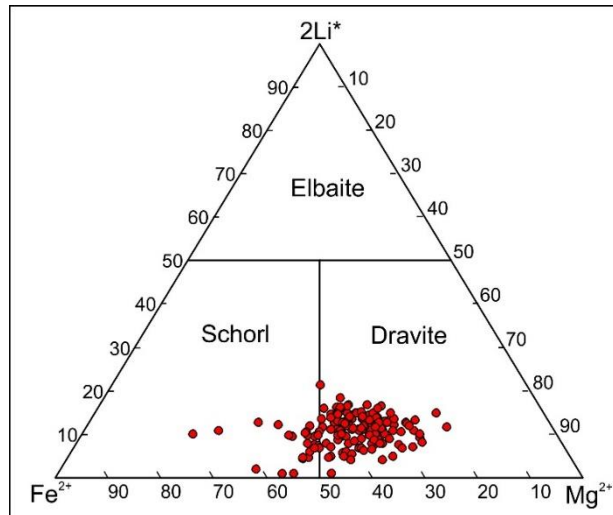


Figure 4: Ternary diagram with of tourmaline end-members (elbaite-schorl-dravite) recovered from the Tauá breccia. The diagram is proposed by Henry *et al.* (2011).

Ilmenite

The ilmenite grains occur in the fraction <1mm, being rounded to sub-angular. After recalculating the structural formula following Droop (1987), a ternary diagram proposed by Tompkins & Haggerty (1985) was used, with the ilmenite components: geikielite (MgTiO_3), ilmenite (FeTiO_3), hematite (Fe_2O_3) and pyrophanite (MnTiO_3) (Figure 5). Some of the analysed grains exhibited more than 50% of hematite on their composition and thus were excluded from further analysis, as grains with high oxidation are not representative for the study. Then the grains were selected which, after the structural recalculation, presented oxide closure above 96% (Kostrovitsky *et al.*, 2020). The average composition of ilmenite grains presents the following range: SiO_2 (0.00-1.27%) TiO_2 (38.32-97.47%), Al_2O_3 (0.00-0.31%), Cr_2O_3 (0.00-3.35%), Fe_2O_3 (0.00-24.68% - recalculated) FeO (17.72-43.13%), MnO (0,02-18.49%), MgO (0.00-14.04%), CaO (0.00-0.04%), ZnO (0.00-0.73%). The grains with other compositions are appended in the supplementary material C.

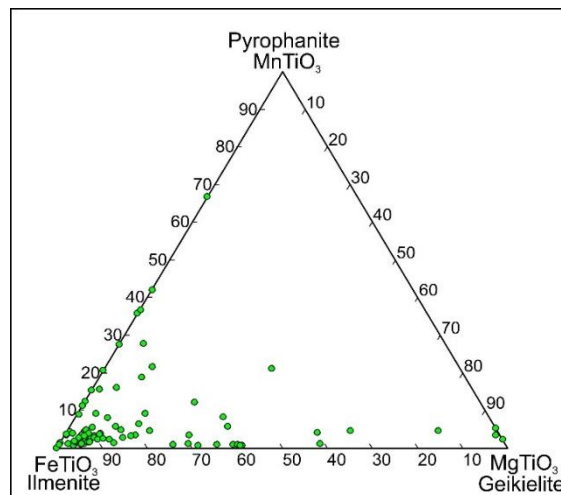


Figure 5: Ternary diagrams with ilmenite end-members (geikielite-ilmenite-pyrophanite), recovered from the Tauá breccia. The diagrams are proposed by Tompkins & Haggerty (1985).

Garnet

The garnet grains are found in the fraction >1mm, and are reddish to pink in color, being dodecahedral to rounded. After analysing the total of oxides in each grain, those with >98% were maintained. From the core and edge analysis of the grains, compositional homogeneity was noted, which allowed compositions referring to the grain core, with the exception of 7 grains that, due to their microfractures, the chemical closure was below 98%. After recalculate the structural formula following Perkins (2007), the molar proportions between the final garnet members were obtained (Figure 6). Supported by the triplot, there is a representative cluster of garnets with a higher proportion of pyrope, except for two grains that are close to the almandine-type garnet, related to the micaschist (Araxá Group).

The average composition of the garnet grains are: SiO₂ (27.37-42.47%), TiO₂ (0.05-0.46%), Al₂O₃ (16.94-53.48%), Cr₂O₃ (0.02-8.41%), FeO (7.14-26.66%), MnO (0.03 -0.89%), MgO (1.71-21.69%), CaO (0.03-6.88%). The analyzes of the grain edges are found in the supplementary material D.

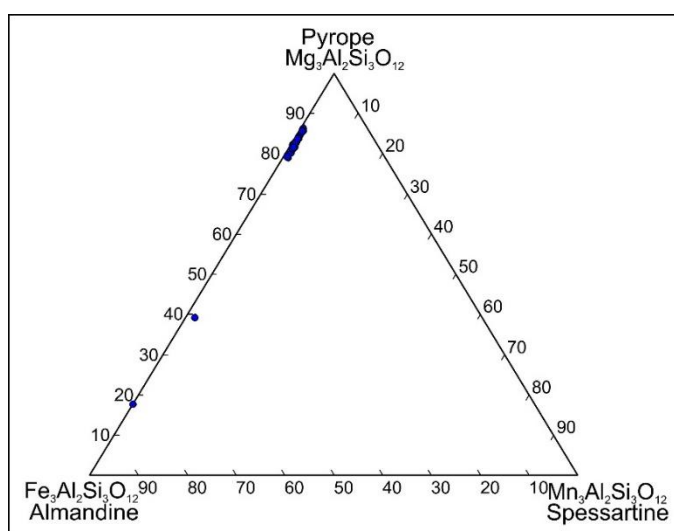


Figure 6: Ternary diagrams with garnet end-members (pyrope-almandine-spessartine), recovered from tge Tauá breccia.

4. Discussions

Tourmaline

Occurrences of dravite-type tourmalines associated with diamondiferous rocks have been described in two main contexts:

1) Related to microdiamonds found in supracrustal rocks of the ultra-high-pressure (UHP) metamorphic orogenic belt of Kokchetav (Kazakhstan), after the eclogitization of oceanic lithosphere in a context of subduction of supracrustal rocks rich in B that, after dehydrated, generated a high flow of fluids that allowed the formation of tourmaline (Hwang *et al.*, 2005; Ota *et al.*, 2008; Shimizu & Ogasawara, 2013; Berryman *et al.*, 2015).

2) Associated with lamproitic affinity rocks, having as examples the tourmalines found in the lamproitic pipes of Prairie Creek (Arkansas, USA, Fipke, 1991), Jack (Canada, Fipke, 1991), Argyle and Ellendale (Australia, Fipke, 1991), Ymi-1 (Paraguay, Presser, 2019) and in lamprophyre dykes in northern Canada (Scribner *et al.*, 2018). According to Fipke (1991), the formation of dravites would be due to magmatic reactions between olivine, clinopyroxene and kyanite during the differentiation of eclogitic mantle.

The occurrence of tourmaline-dravite in the region of Romaria, MG suggests lamproitic affiliation in terms of Fipke (1991) and Presser (2019), since lamproites were recognized and described in the Alto Paranaíba Igneous Province (Neto *et al.*, 2017).

The tourmaline described in lamproitic bodies by Fipke (1991), does not present compositional zoning and has an abrasive texture that gives roundness to the grains, this morphology being attributed by the author to magmatic reactions. Fipke (1991) adapted the diagram of Moore (1986) for the ratios of $TiO_2 \times K_2O$ (Figure 7), which indicates the formation of dravites from magmatic reactions between olivine, clinopyroxene and kyanite during differentiation of eclogitic mantle with high K^+ and Ti^{4+} activities for lamproitic magmas. This eclogitic mantle can be related to the subduction of oceanic crust (Smith *et al.*, 2018).

Plotting the data of Romaria tourmaline dravites in the binary diagram $K_2O \times TiO_2$ (Figure 4) it is possible to observe that 39 grains are part of the G-I field (with TiO_2 variations of 0.27-1.12% and K_2O of 0.04-0.08%), i.e., the representative field of tourmalines that occur associated with the diamond. Most grains is softly rounded, while some still exhibit straight edges (Figure 3-B) The diagram in Figure 4 released data from the Romaria dravites in conjunction with tourmalines associated with the diamonds studied by Fipke (1991) and Presser (2019).

On the other hand, the presence of boron in the crystal structure of diamonds from fluids enriched by the dissolution of serpentinites of oceanic crust subducted to the lower mantle (Smith *et al.*, 2018), instigates the assumption of the formation of tourmalines (dravites) in kimberlites during the rise of the magma in the crustal environment.

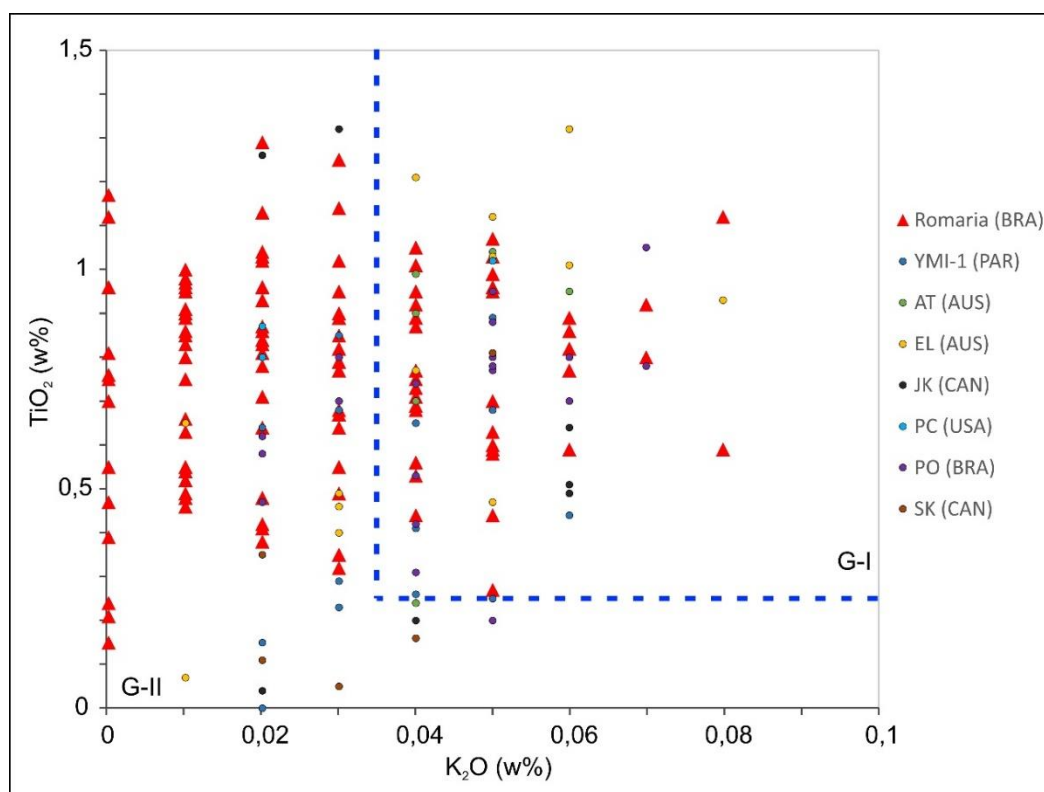


Figure 7: Binary diagram $K_2O \times TiO_2$ proposed by Fipke (1991) to separate diamond tourmaline (G-I) from non-diamond tourmaline (G-II). The grains represented in the diagram with the Romaria grains are: Ymi-1 (Presser, 2019); AT - Argyle, EL - Ellendale, JK - Jack, PC - Prairie Creek, PO - President Olegario, SK - Sask (Fipke, 1991).

Ilmenite

High magnesium ilmenite (picroilmenite) is a mineral widely used in the indication and prospecting of kimberlitic rocks due to its easy concentration and high resistance to chemical and physical weathering, and are rarely found as inclusions in diamonds (Tompkins & Haggerty, 1985; Mitchell, 1986). Ilmenite is an accessory mineral of several types of rocks, which requires a distinction between kimberlite and non-kimberlite ilmenites, and even though kimberlite and lamproite ilmenites have a similar mantle derivation, they represent different exploration contexts (Wyatt *et al.*, 2004). The differentiation of kimberlitic and non-kimberlitic ilmenites is obtained through a binary diagram $\text{TiO}_2 \times \text{MgO}$, as well as $\text{Cr}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$ (Wyatt *et al.*, 2004, following Haggerty, 1975, 1991), (Figure 8A). Manganese ilmenites as well as picroilmenites were recovered in exploration campaigns of the lamproite bodies (Argyle and Ellendale - Australia; Jack - Canada and Praire Creek - United States) by Fipke (1991) and in the Ypro-1 lamproitic pipe (Paraguay) by Presser (2019).

According to the $\text{MgO} \times \text{MnO}$ binary diagram (Kaminsky, 2009), the kimberlitic ilmenites on Figure 8 (C) are the same evidenced by the upward trend in Figure 8 (B), while the ilmenites non-kimberlitic when plotted on the $\text{MgO} \times \text{MnO}$ diagram show MgO contents below 3.9%, plotting close to the MnO axis. The fact that part of the ilmenites plotted outside of the kimberlitic field is not excludent for a possible correlation with diamond-bearing rocks. For example, Castillo-Oliver *et al.* (2017) points out that Mn-rich ilmenites associated with diamond deposits, when plotted on the $\text{TiO}_2 \times \text{MgO}$ diagram proposed by Wyatt *et al.* (2004) fall into the field of non-Kimberlitic ilmenites (Figure 8C). Inclusion of low-Mg manganese ilmenite was described by Meyer & Svizero (1975) and Kaminsky *et al.* (2001, 2009) in diamonds from the Juína field (kimberlitic pipe Pandrea-7, Mato Grosso/Brazil).

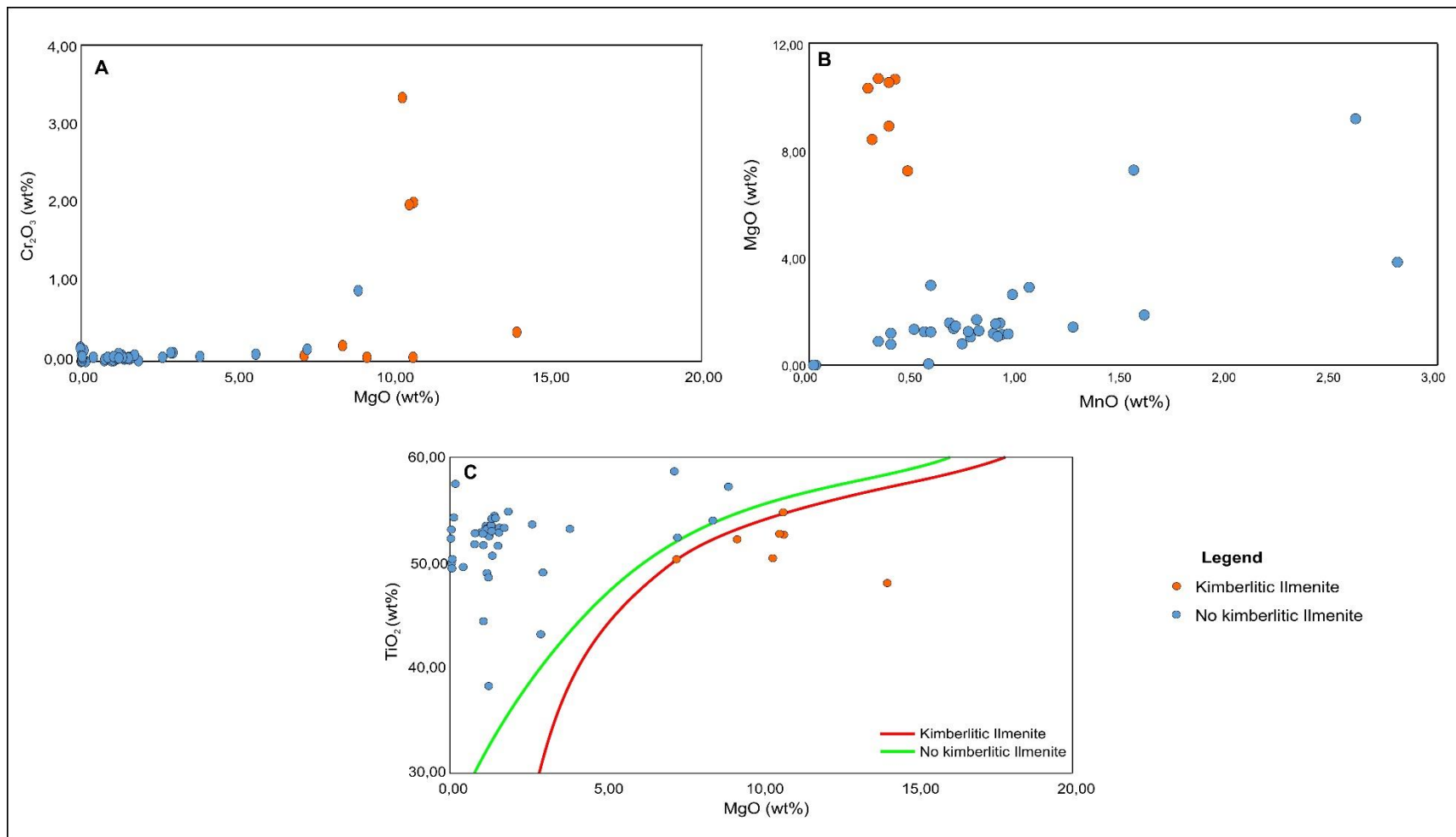


Figure 8: Binary diagrams for characterizing ilmenites. A: Cr_2O_3 x MgO , as proposed by Wyatt *et al.* (2004); B: MgO x MnO diagram proposed by Kaminsky *et al.* (2009) showing the percentage of Mn in diamond ilmenites; C: MgO x TiO_2 diagram with a curve proposed by Wyatt *et al.* (2004) to separate kimberlitic and non-kimberlitic ilmenites.

Garnet

Garnet crystals were separated between mantle-derived and crustal-derived from the variation of $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}) \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ (Figure 9A) as proposed by Schulze (2003), with a predominance of mantle-derived garnets and only two crustal-derived grains. These garnets are classified according to their mantle nature when plotted on the binary $\text{Cr}_2\text{O}_3 \times \text{CaO}$ diagram proposed by Grütter *et al.* (2004) with predominance of grains in the field G9 and G5, two grains in G12, G1 and G0, one grain in G10 (Figure 9B).

G9 garnets are Cr-pyropes derived from lherzolites, being widely recovered in the context of diamond exploration and abundant as xenocrystals in diamond kimberlites, being rare as inclusion in diamond (Grütter *et al.*, 2004). G5 are moderate to low-Cr garnets derived from pyroxenites, similar to G9 but richer in Fe, being a possible indicator of lithosphere destruction (Grütter *et al.*, 2004), being also related to the subduction of oceanic crust (Smith *et al.*, 2018). The G12 are Wehrlitic type being rarely found included in diamond. G1 can occur in kimberlites but are also found in other types of rock, mainly in alkaline basalts. G0 do not have a relationship with any specific mantle rock. And lastly, G10 garnets are of harzburgitic affinity widely found as inclusions in diamonds, thus presenting characteristics of T and P compatible with those of diamond formation, being used as a standard to determine diamond potential in exploration projects (Grütter *et al.*, 2004).

The two grains found in the G0 field are the same that are crustal-derived, probably from the Araxá micaschist, which in the region has garnets in its modal composition. The single garnet grain in the G10 field it is compatible with the data mentioned by Svizero (1981, 1995) and Coelho (2010), who found only two grains in the G10 field. Most grains belong to the G5 field, which, as stated above, are possible indicators of lithosphere destruction. G5 garnets were found as inclusions in diamonds recovered from lamproites and can be used to assist exploratory campaigns when related to other indicator minerals, such as ilmenite and chromite (Fipke, 1991).

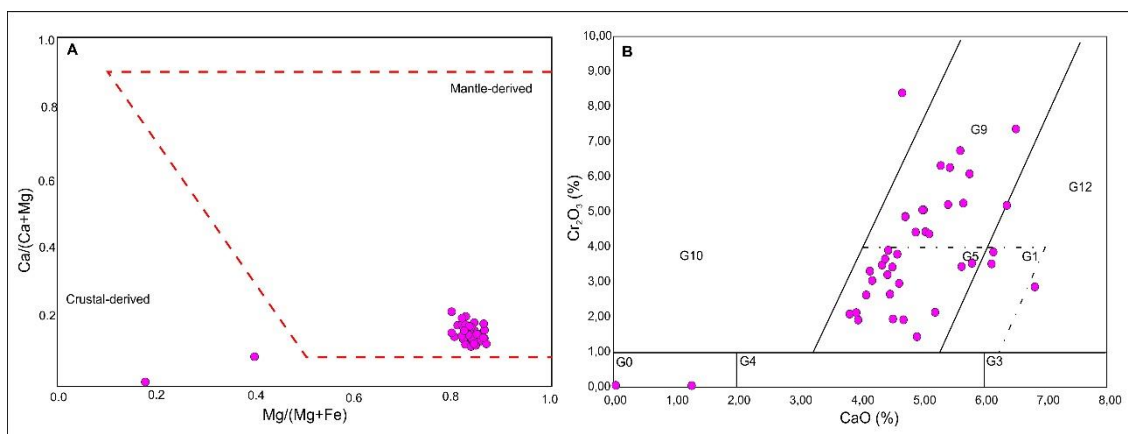


Figure 9: Binary diagrams for garnet characterization. A) Relationship proposed by Schulze (2003) to separate mantle-derived from crustal garnets; B) Fields proposed by Grütter *et al.* (2004) to garnet characterization according to the content of Cr_2O_3 and CaO.

Comparative with other lamproitic rocks

Based on mineralogical associations that occur in some lamproites in Brazil, Paraguay, Australia, Canada and the United States, we have the comparative (Table 1), which shows the silimar occurrence of G5 and G9 garnet, Mn-rich ilmenite and tourmaline dravite, never described in Romaria/MG.

As seen in Table 1, the diamond deposit of Romaria compared to other Brazilian occurrences presents G5 and G9 garnets and Mg-rich ilmenite as in the pipe Abel Régis and Mg-rich ilmenite and dravite as in the possible lamproite found in Presidente Olegário (Chaves *et al.*, 2009). While the presence of G10 garnet and Mn-ilmenite is similar the Pandrea_7 pipe in the Juína field (Mato Grosso – Kaminsky *et al.*, 2009).

When compared to deposits in Australia, it presents significant mineralogical similarities with the deposit of Ellendale (Australia) from the presence of diamonds, G5, G9 and G10 garnets, Mn-ilmenite and Mg-ilmenite and dravite; Mn-ilmenite and dravite from Argyle. In comparison to the Jack and Prairie Creek deposits, there are G5 garnets, Mn-ilmenite and dravites, while in the Ymi-1 lamproitic pipe in Paraguay it presents Mg-ilmenite and dravite.

General implications

Chaves *et al.* (2009) worked with the lamproitic intrusion Abel Régis (Carmo do Paranaíba, Minas Gerais state, Brazil) where there is a high concentration of garnets in the G5 and G9 fields of Grutter *et al.* (2004) and MgO-poor ilmenites. Kaminsky *et al.* (2009) identified manganese ilmenite in kimberlitic pipes from to the Juína kimberlitic field (Mato Grosso state, Brazil). G5 garnets are interpreted by Grutter *et al.* (2004) as indicative of destroyed lithosphere and are also correlated to lamproitic rocks when associated with manganoan ilmenites and dravitic tourmalines (Fipke, 1991; Presser, 2019).

Considering that lamproites occur preferentially associated with mobile belts (Mitchell & Bergamn 1991) and most of the diamond pipes in the region of the APIP occur in the Brasília belt, Marini *et al.* (2002), Romeiro-Silva & Zalan (2005) and Zalan & Silva (2007) identified from geophysical that below this belt there is a crystalline basement that is not deformed (thin skinned tectonic context).

The occurrence of G5 and G9 garnets and low-MgO ilmenite in the lamproitic pipe Abel Régis (Chaves *et al.*, 2009), can be related to the mineral assembly found in the diamond deposit of Romaria, that suggests a lamproitic source for it, although primary rock was not found to characterize the representative faciolgies of this type of diamond-bearing rock.

Deposit	Locality	Diamond-bearing	Dia	G5 Grt	G9 Grt	G10 Grt	Mg-Ilm	Mn-Ilm	Drv	Phl	Ol	Cpx	Chr	Reference
Água Suja Mine	Romaria (Brazil)	Vulcanoclastic Breccia	x	x	x	x	x	x	x					This Paper
Pipe Abél Régis	Carmo do Paranaíba (Brazil)	Lamproite	x	x	x		x					x	x	Chaves <i>et al</i> (2009)
Presidente Olegário	Brazil	Probable Lamproite	x				x		x			x	x	Fipke (1991)
Pipe Ymi-1	Valle de Acahay (Paraguay)	Lamproite	x				x		x	x	x	x	x	Presser (2019)
Argyle	Australia	Lamproite	x	x			x	x	x			x	x	Fipke (1991)
Ellendale 4	Australia	Lamproite	x	x	x	x	x	x	x			x	x	Fipke (1991)
Jack	Canada	Lamproite	x	x				x	x			x	x	Fipke (1991)
Prairie Creek	Arkansas (United States)	Lamproite	x	x	x		x		x			x	x	Fipke (1991)
Icó	Braúna Field (Brazil)	Lamproite						x			x		x	Santos (2018)
Areado 002	Mato Grosso (Brazil)	Kimberlite				x	x							Neto <i>et al</i> (2017)
Batovi 006	Mato Grosso (Brazil)	Kimberlite				x	x			x			x	Neto <i>et al</i> (2017)
Collier 004	Mato Grosso (Brazil)	Kimberlite	x			x	x							Neto <i>et al</i> (2017)
Juina 005	Mato Grosso (Brazil)	Kimberlite	x			x	x					x		Neto <i>et al</i> (2017)
Piranhas 001	Mato Grosso (Brazil)	Kimberlite				x	x			x			x	Neto <i>et al</i> (2017)
Pandrea 7	Mato Grosso (Brazil)	Kimberlite	x			x		x						Kaminsky <i>et al</i> (2009)

Table 1: Comparative table between the diamond indicator minerals found in Romaria in relation to kimberlitic and lamproitic pipes from other locations. Dia - diamond; Grt - garnet; Ilm - ilmenite; Drv - dravitic tourmaline; Phl - phlogopite; Ol - olivine; Cpx - clinopyroxene; Chr - chromite (Whitney & Evans, 2010).

5. Conclusion and Final Remarks

Dravitic tourmalines, G5 G9 and G10 garnets, Mg-rich and Mn-rich ilmenites when associated with the occurrence of diamond corroborate with a possible lamproitic affinity for the deposit, as seen in lamproites from Australia, Canada and Paraguay. The mineralogical assembly described in the diamond deposits of the Romaria and the chemical composition of the analysed minerals are compatible with the diamond stability field, especially the garnets and ilmenites. In addition, there are dravites belonging to the diamond association field (G-I), being described the first time once G10 garnets and picroilmenites have already been found by Svizero (1981, 1995) and Coelho (2010).

Although the association of the studied minerals with the diamond in the Tauá volcanoclastic breccia give the deposit a lamproitic affinity, the absence of fresh rocks associated to the high concentration of purely kimberlitic bodies in the Alto Paranaíba region and the lack of information on lamproites in the region makes exact determination difficult. This fact leads us to emphasize the need for further research in the area, seeking to find the possible lamproitic/kimberlitic pipe around Romaria.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank the scientific development agencies in Brazil CNPq, CAPES and UFVJM for granting a scholarship to ACBV for project development. The analyzes were performed on the probe at the Electron Microprobe Laboratory at the Center for Petrology and Geochemistry Studies at the Universidade Federal do Rio Grande do Sul. We thank everyone who directly or indirectly contributed to the realization of this article.

References

- Alkmim, F. F. & Martins-Neto, M. A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e Cenários Evolutivos. In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. A. Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais. 1° ed. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, p: 9-30.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Bartorelli, A. 2012. O Magmatismo Pós-paleozoico no Brasil. In: Hasui, Y. Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Bartorelli, A. 2012. Geologia do Brasil. São Paulo, p: 430-453.
- Berryman, E.J., Wunder, B., Wirth, R., Rhedem D., Schettler, G., Franz, G., Heinrich, W. 2015. An experimental study on K and Na incorporation in dravitic tourmaline and insight into the origin of diamondiferous tourmaline from the Kokchetav Massif, Kazakhstan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* (28) 169.
- Bizzi L. A. & Vidotti R. M. 2003. Condicionamento do magnetismo pós-Godwana. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) CPRM. Texto, Mapas e SIG. Brasília.
- Castillo-Oliver, M., Melgarejo, J. C., Galí, S., Pervov, V., Gonçalves, A. O., Griffin, W. L., Pearson, N. J., O'Reilly, S. 2017. Use and Misuse of Mg- and Mn-rich ilmenite in diamond exploration: A petrographic and trace element approach. *Lithos* 292-293, 348-363.

- Chaves, M. L. S. C., Andrade, K. W., Moreira, L. A. 2009. A intrusão Abel Régis (Carmo do Paranaíba, MG): kimberlito ou lamproíto? *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, 62(4): 431-438.
- Chaves, M. L. S. C. & Dias, C. H. 2017. Geologia da Folha Estrela Do Sul, SE.23-Y-A-IV, Escala 1:100.000. Mapa e Texto Explicativo. Belo Horizonte, CODEMIG. 63p.
- Coelho, F. M. 2010. Aspectos Geológicos e Mineralógicos da Mina de Diamantes de Romaria, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 114pp.
- Drapper, D. 1911. The Diamond Bearing Deposits of Bagagem and Agua Suja in the state of Minas Gerais, Brazil. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, vol. XIV. p. 8-23.
- Droop, G. T. R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Dolivo-Dobrovolsky, D. V. 2012. TriQuick software, version 1.0.0.23.
- Fipke, C. E. 1991. Significance of chromite, ilmenite, G5 Mg-almandine garnet, zircon and tourmaline in heavy mineral detection of diamond bearing lamproite. In: Leonardos, O. H.; H. Meyer, R. O. A.; Gaspar, J. C. 1994. *Diamond: characterization, genesis and exploration. Proc. Inter. Kimberlite Conf*, 5, Araxá, 1991. CPRM-Spec. Publ., vol. 2, p. 366-381.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume - Evidence from Large-Volume, Mafic, Potassic Magmatism in Se Brazil. *Journal of Petrology*, 36(1): 189-229.
- Gravina E.G., Kafino C.V., Brod J.A., Boaventura G.R., Santos R.V., Guimarães E.M., Jost H. 2002. Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do garimpo do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante no Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):545-558.
- Gravina E.G. 2003. Química mineral de perovskita e geoquímica de rocha em arenitos do Grupo Bauru, Triângulo Mineiro. MS Dissertation, Universidade de Brasília, Brasília.
- Grutter, H.S.; Gurney, J. J.; Menzies, A. H.; Winter, F. 2004. An update classification scheme for mantle-derived garnet for use by diamond explorers. *Lithos*, 77:841-857.
- Haggerty, S.E., 1975. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlite. In: Wyatt, B.A.; Baumgartner, M.; Ahckar, E.; Grutter, H. 2004. Compositional classification of "kimberlite" and "non-kimberlitic" ilmenite. *Lithos*, 77:819-840.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. *Oxide Minerals. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, vol. 25, pp. 355– 416.
- Henry, D.J., Novák, M., Hawthorne, F.C., Ertl, A., Dutrow, B.L., Uher, P., Pezzotta, F. 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. *American Mineralogist* (96) 895-913.

Hwang, S., Shen, P., Chu, H., Yui, T., Liou, J.G., Sobolev, N., Shatsky, V.S. 2005. Crust-derived potassic fluid in metamorphic microdiamond. *Earth and Planetary Science Letters* (231) 295-306.

Iglesias, M.; Uhlein, A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 256-266.

Kaminsky, F.V., Zakharchenko, O.D., Davies, R., Griffin, W.L., Khachatryan-Blinova, G.K., Shiryaev, A.A., 2001. Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140 (6), 734–753.

Kaminsky, F.V. Belousova, E.A. 2009. Manganoan ilmenite as kimberlite/diamond indicator mineral. *Russian Geology and Geophysics* 50 1212-1220.

Kostrovitsky, S.I., Yakovlev, D.A., Soltys, A., Ivanoy, A.S., Matsyuk, S.S., Robles-Cruz, S.E. 2020. A genetic relationship between magnesian ilmenite and kimberlites of Yakutian diamond fields. *Ore Geology Reviews*, 120.

Marini O. J., Pereira R. S., Ramos B. W., Jost, H. 2002. Curso de aperfeiçoamento em exploração mineral -EXMIN. Brasília, Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira - ADIMB. 508p.

Meyer, H. O. A., Svisero, D. P. 1975. Mineral inclusions in Brazilian diamonds. In: Wyatt, B. A.; Baumgartner, M.; Ahckar, E.; Grutter, H. 2004. Compositional classification of “kimberlite” and “non-kimberlitic” ilmenite. *Lithos*. 77:819-840.

Mitchell, R. H. 1986. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. Plenum Press, New York 453pp.

Mitchell, R. H & Bergmam. 1991. *Petrology of lamproites*. Springer Science Media New York. 462 pp.

Mitchell, R. H. 1995. Kimberlites, orangeites and related rocks. Springer Science Business Media New York. 422pp.

Moore, R.O. 1986. A Study of the kimberlites, diamonds & associated rocks and minerals from Monastery Mine, S.A., Ph.d Thesis, University of Cape Town, vol.2, pp. 1-359. In: Fipke, C. E. 1991. Significance of chromite, ilmenite, G5 Mg-almandine garnet, zircon and tourmaline in heavy mineral detection of diamond bearing lamproite.

Neto, C. I., Nannini, F., Silveira, F. V., Cunha, L. M. 2017. Áreas kimberlíticas e Diamantíferas do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Programa Geologia do Brasil, Informe de Recursos Minerais, Série Pedras Preciosas nº 10. CPRM, Brasília. 234 pp.

Ota, T., Kobayashi, K., Kunihiro, T., Nakamura, E. 2008. Boron cycling by subducted lithosphere; insights from diamondiferous tourmaline from the Kokchetav ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (72) 3531-3541.

Pereira R.S. & Fuck R.A. 2005. Kimberlitos e rochas relacionadas no Cráton do São Francisco. In: Simp. Cráton do São Francisco, 3, Salvador, Bahia, Anais, p. 114-117.

Pereira, R. S. 2007. Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Brasília. 248pp.

- Perkins, D. 2007. Olivine, Pyroxene, Garnet, Spinel and Feldspar Spreadsheets. Retrieved from: https://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html.
- Presser, J.L.B. 2019. El lampróvido picrítico con diamantes Ymi-1. *Pyroclastic Flow, Journal of Geology* 9 (1) 23-24.
- Romeiro-Silva, P.C. & Zalan, P.V. 2005. Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do limite oeste do Cráton São Francisco. In: *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, 3. Salvador. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia. p. 44-47.
- Santos, I. P. L., Rios, D. C., Fernandes, P. C. D., Silveira, F. V., Conceição, H. 2019. Aspectos Geológicos e Petrográficos das Rochas de Natureza Kimberlítica (s.l.) do Nordeste da Bahia, Brasil: os Lamproitos Transicionais Diamantíferos Icó e Aroeira. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ* (42) 223-230.
- Schulze, D.J. 2003. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for Diamonds. *Lithos*, 71:195-213.
- Scott Smith, B. H. S.; Nowicki, T. E.; Russel, J. K.; Webb, K. J.; Mitchell, R. H.; Hetman, C. M.; Robey, J. V. A. 2018. *A Glossary of Kimberlite and Related Terms – Parts 1, 2, 3*. Editora Scott-Smith Petrology Inc.
- Scribner, E. D., Groat, L. A., Cempírek, J. 2018. Mineralogy of Ti-bearing, Al-deficient tourmaline assemblages associated with lamprophyre dikes near the O'Grady Batholith, Northwest Territories, Canada. *Journal of Geosciences* (63) 123-135.
- Seer, H. J. & Moraes, L. C. 2017. *Geologia Regional do Triângulo Mineiro. Mapa e Texto Explicativo*. Belo Horizonte, CODEMIG/UFMG. 123p.
- Selway, J. B. 1999. *Compositional evolution of tourmaline in granitic pegmatites*. Tese de Doutorado, Universidade de Manitoba, Canadá. 387pp.
- Sgarbi, G. N. C. 2000. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, Eastern Plateau of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (3), p: 450-452.
- Sgarbi, G. N. C., Sgarbi, P. B. A., Campos, J. E. G., Dardenne, M. A., Penha, U. C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. 2001. *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. 1° ed. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, p. 93-138;
- Shimizu, R. & Ogasawara, Y. 2013. Diversity of potassium-bearing tourmalines in diamondiferous Kokchetav UHP metamorphic stages. *Journal of Asian Earth Sciences* (63) 39-55.
- Silva, G. M. 2015. *Análise Geofísica do Distrito Diamantífero Abaeté (MG) e de suas Possíveis Fontes Primárias*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ouro Preto, Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 146pp.
- Smith, E. M., Shirey, S. B., Richardson, S. H., Nestola, F., Bullock, E. S., Wang, J. & Wang, W. 2018. Blue boron-bearing diamonds from Earth's lower mantle. *Nature* 560: 84-87.

- Svisero, D. P. & Meyer, H. O. A. 1981. Ilmenitas Kimberlíticas da Mina de Diamantes de Romaria, MG. *Revista Brasileira de Geociências* 11 (4): 217-221.
- Svisero, D. P. 1995. Distribution and origin of diamonds in Brazil: an overview. *Journal of Geodynamics*. 20 (4): 493-514;
- Tompkins, L.A., Haggerty, S.E., 1985. Groundmass oxide minerals in the Koidu kimberlite dykes, Sierra Leone, West Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 245– 263.
- Thompson, R. N., Gibson, S. A., Mitchell, J. G., Dickin, A. P., Leonardos, O. L., Brod, J. A., Greenwood, J. C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade mantle plume? *Journal of Petrology* 39(8): 1493-1526.
- Toyoda, K., Horiuchi, H., Tokonami, M. 1994. Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126:315-331.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* (95), p: 185–187.
- Wyatt, B.A.; Baumgartner, M.; Ahckar, E.; Grutter, H. 2004. Compositional classification of “kimberlite” and “non-kimberlitic” ilmenite. *Lithos.* 77:819-840.
- Zalan, P.V & Silva, P.C.R. 2007. Bacia do São Francisco. *B. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro. (15-2) p. 561-571.

5 RESULTADOS COMPLEMENTARES

Neste capítulo será apresentada a geologia local, conforme os dados obtidos no desenvolvimento deste trabalho e adiciona informações não apostas no artigo do Capítulo 4.

5.1 GEOLOGIA DA ÁREA DE ROMARIA

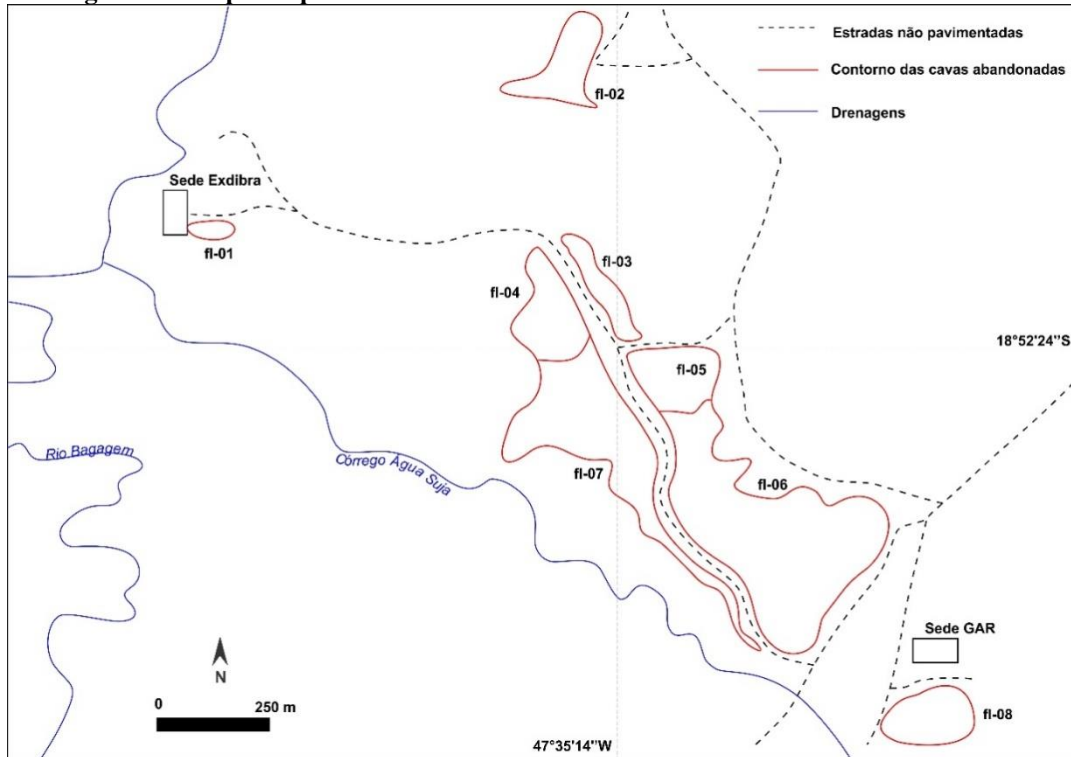
Uma característica marcante da área de Romaria e regiões circunvizinhas são as amplas superfícies aplainadas e dominadas por solos espessos, que sustentam drenagens rasas e esparsas. Essas superfícies mostram-se ocupadas, quase na sua totalidade, por culturas agrícolas diversas. Essa paisagem sofre uma alteração rápida e significativa no vale do Rio Bagagem para jusante de Romaria, onde um padrão de drenagem dendrítico relativamente denso amalgama-se ao nível de base do talvegue do Rio Bagagem, portanto, degradando a superfície geomorfológica das chapadas recobertas por solos. Os afloramentos de rochas são encontrados apenas nos leitos ou encostas das drenagens e mesmo assim não são abundantes e nem contínuos.

Na área de trabalho propriamente dita, ou seja, no âmbito da vertente da margem direita do Córrego da Água Suja ao leste de Romaria (FIG. 13), a degradação natural do relevo promovida pela ação erosiva da drenagem e, sobretudo, pela atividade antrópica relacionada à mineração de diamantes nos aluviões, coluviões e nas brechas da sucessão sedimentar de Romaria, fez expor afloramentos de rochas em superfícies relativamente vastas e contínuas.

As cavas da Exdibra (Extratífera de Diamantes Brasil, em atividade até o ano de 1984), a despeito da remoção extensiva feita pela atividade minerária, mostram afloramentos e cortes relativamente bem preservados (FIG. 13, 14, 15, 17 e 22). No entanto, as melhores exposições são vistas nas duas frentes de lavra da GAR Mineração (uma ativa e outra inativa – FIG. 20, 25 e 26).

As cavas abandonadas da lavra da Exdibra (FIG. 13) mostram relevo bastante irregular e expõem remanescentes dos “conglomerados Tauá e Secondina” depósitos sedimentares associados, que se acham sobrepostos ao arenito da Formação Botucatu e/ou do biotita-quartzo xisto do Grupo Araxá, os quais serão descritos a seguir.

Figura 13: Mapa simplificado indicando as cavas de lavras abandonadas da Exdibra.



Fonte: Coelho (2015).

5.1.1 Grupo Araxá

As rochas do Grupo Araxá são representadas por biotita-quartzo xistos moderado-a muito alterados, de coloração cinza-rosada, destacando bandas de coloração avermelhada ricas em biotita intercaladas a bandas quartzosas. Mostra xistosidade de atitude média 195/45 e se acham recobertos, destacando notável discordância erosiva e angular, por arenitos avermelhados da Formação Botucatu (FIG. 14 e 15), em contato discordante (discordância erosiva e angular). Nas antigas frentes de lavra (FL) 03 e 06 (FIG. 13), o contato entre o arenito e o biotita-quartzo xisto é destacado por solo argiloso de coloração avermelhada, exibindo textura mosqueada pelos abundantes nódulos de caulim. O xisto apresenta textura lepidoblástica, marcada por domínios da foliação compostos por biotita de granulação muito fina a média, exibindo coloração castanho-escura a amarelada, minerais opacos estirados e cristais de clorita de granulação muito fina, relictos de granada são raramente observados e se encontram contornados pela foliação (FIG. 16). Os domínios dos micrólitos apresentam formas irregulares, podendo

exibir caráter levemente sigmoidal, e são compostos predominantemente por cristais de quartzo de granulação muito fina a fina, com contatos sinuosos a poligonais entre si e não demonstram orientação preferencial.

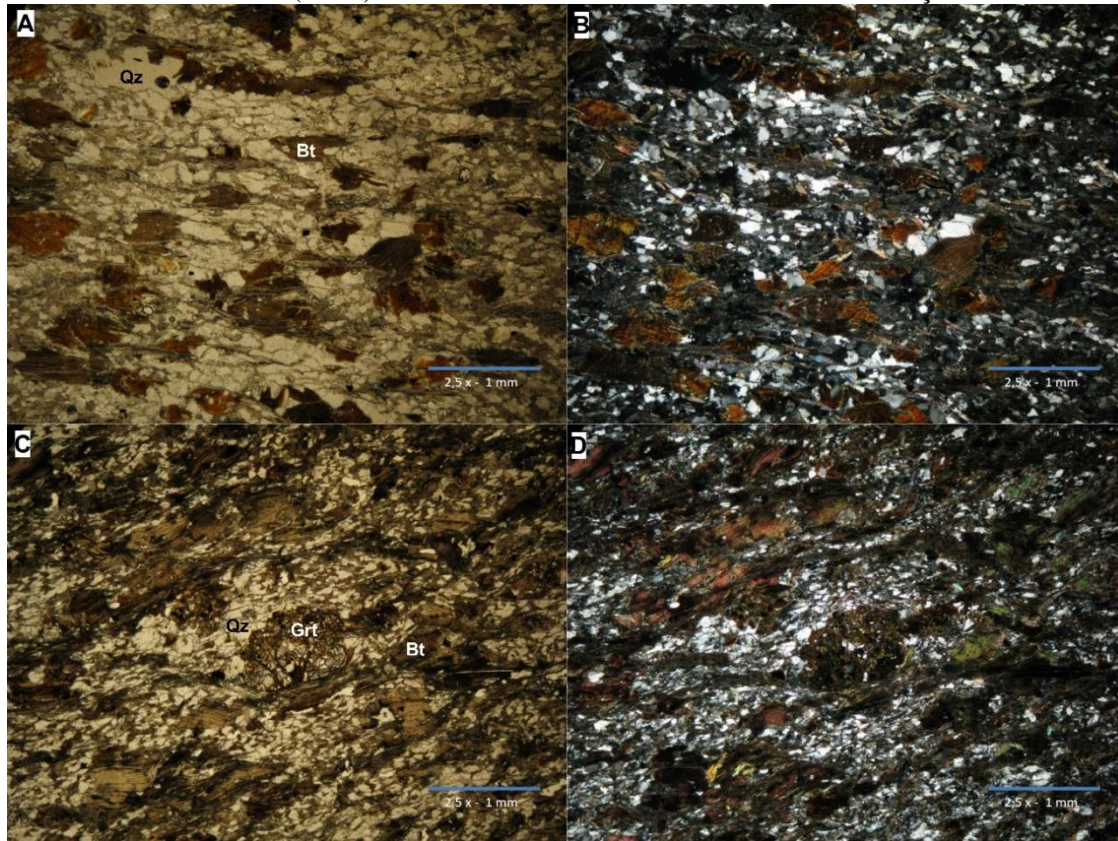
Figura 14: Foto ilustrando o mica-xistos do Grupo Araxá na FL-07.



Figura 15: Foto ilustrando contato discordante (marcado em amarelo) do mica-xisto do Grupo Araxá com arenitos avermelhados da Formação Botucatu na FL-03.



Figura 16: biotita-quartzo xisto mostrando a trama da rocha e evidenciando os componentes principais – biotita e quartzo, bem como relicto de granada. Nícois paralelos (A e B); Nícois cruzados (B e D). Amostra do furo de sonda 047 da GAR Mineração.



5.1.2 Formação Botucatu

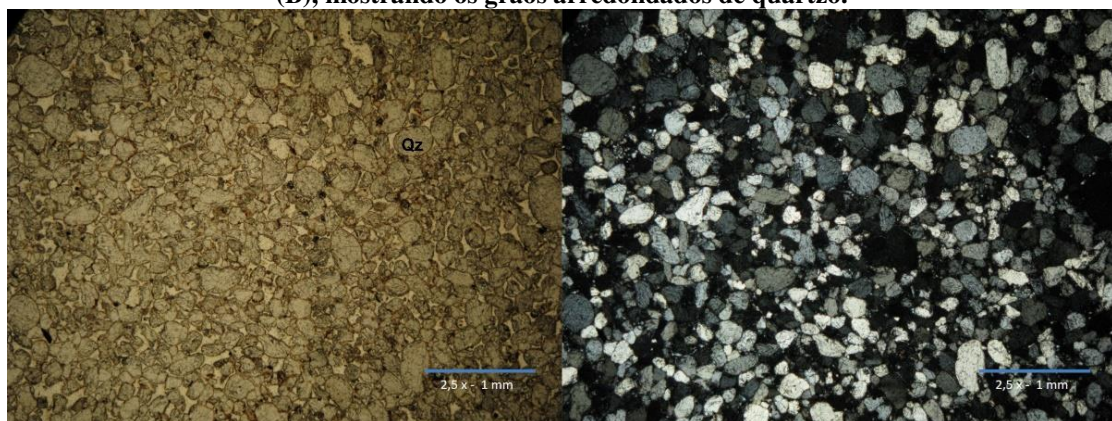
Esta formação é representada por quartzo-arenito de coloração avermelhada, que aflora extensivamente na área da EXDIBRA como substrato das unidades vulcanoclásticas e depósitos sedimentares associados. Estratificações cruzadas são comuns, em geral de espessura centimétrica a decimétrica, às vezes de grande porte (2-3 metros de espessura) (FIG. 17), predominando tipos tangenciais de baixo ângulo e tabulares de alto ângulo. Em lâmina delgada se apresenta como quartzo-arenito bem selecionado, textural e mineralogicamente maduro, apresentando grãos arredondados a sub-arredondados de quartzo, de granulometria areia muito fina a média, além de grãos de minerais opacos de granulometria areia muito fina a fina em quantidades acessórias. Não é possível identificar matriz e/ou cimentação, sendo observado poros de dimensões até 0,5 mm (FIG. 18).

Os tipos de estratificações cruzadas (especialmente as de grande porte) e a petrografia da rocha, *i.e.*, grãos bem arredondados (frequentemente esféricos) apontam para ambiente de deposição eólico. A pervasiva coloração avermelhada dos grãos dada pela presença de sobrecrescimento de óxido de ferro revestindo os minerais revela condições de clima árido ou semi-árido, caracterizando o arenito da área como *red beds*, características condizentes com aquelas atribuídas aos arenitos da Formação Botucatu, base do Grupo São Bento (Cretáceo Inferior ± 130 Ma, PETRI & SANCHEZ, 2012).

Figura 17: Foto da antiga pedreira de arenito na FL-07. Destacam-se estratificações cruzadas tabulares de grande porte.



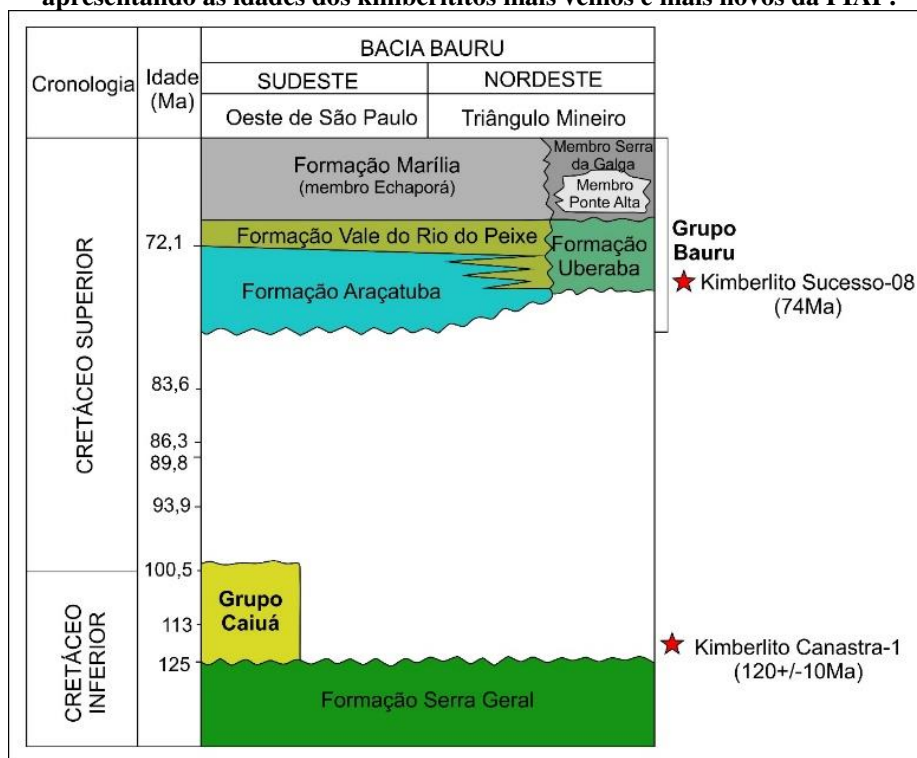
Figura 18: Fotomicrografia de lâmina do arenito (FL-07) com nódulos paralelos (A) e nódulos cruzados (B), mostrando os grãos arredondados de quartzo.



5.1.3 Sucessão de rochas vulcanoclásticas e sedimentares de Romaria

As seqüências expostas e em sub-superfície da GAR Mineração, assim como aquelas expostas nas cavas abandonadas da antiga Mina da Água Suja são rochas vulcanoclástica e epiclásticas compondo uma sucessão com espessura máxima de 40 metros. A despeito das variações faciológicas e das discontinuidades laterais, reúne depósitos areníticos, pelíticos e rudíticos, estes representados pelas brechas conglomeráticas “Tauá” e “Secondina”, ambos de natureza vulcanoclástica. A Figura 19 mostra a coluna estratigráfica simplificada da sucessão sedimentar pós Formação Botucatu que contem as rochas diamantíferas da Mina da Água Suja (EXDIBRA e GAR-Mineração).

Figura 19: Coluna estratigráfica simplificada com as unidades pertencentes ao Grupo Bauru, apresentando as idades dos kimberlitos mais velhos e mais novos da PIAP.



Fonte: Seer & Moraes (2017). Adaptado.

Nas duas cavas da mina da GAR, assim como em cavas abandonadas da Exdibra, encontram-se sucessões sedimentares sobrepostas ao biotita-quartzo xisto do Gr. Araxá e/ou arenitos da Formação Botucatu. Na seção inferior do pacote predomina rochas

rudíticas “Tauá” e “Secondina”, mas na maior parte da seção, que pode somar até 30 metros de espessura, encontram-se sucessões areníticas e pelíticas (FIG. 22 e 25). Os arenitos predominam largamente sobre os pelitos, ocorrendo intercalados. Dada essas características separa-se duas *facies*: uma fluvio-lacustre e outra que representa as brechas Tauá e Secondina.

5.1.3.1 *Fácies de brecha conglomerática (Tauá e Secondina)*

As brechas conglomeráticas expostas em cavas da Exdibra e nas frentes de lavra da GAR Mineração (bem como em testemunhos de sondagem disponibilizados pela GAR) mostram-se intemperizadas, sendo comum variação de granulometria e de composição dos clastos. Na abrangência da GAR essas brechas são textural e composicionalmente imaturas, raramente com planos difusos que denotariam estratificação interna. A matriz é predominantemente argilosa e de coloração avermelhada.

Essas rochas foram divididas por Drapper (1911) em duas unidades, a de base, denominada de “Tauá”, que contém clastos de até 10 centímetros, e a de topo, denominada “Secondina”, com clastos que não ultrapassam 5 centímetros (FIG. 20 e 21).

Figura 20: Frente da cava ativa da GAR-Mineração. A – Abaixo da linha vermelha está exposta camada da Brecha Tauá. Entre as linhas amarelas encontra-se o nível Secondina, que destaca um paleocanal. Os traços verticais em preto indicam os níveis pelíticos esverdeados. B – detalhe da brecha Tauá diamantífera.

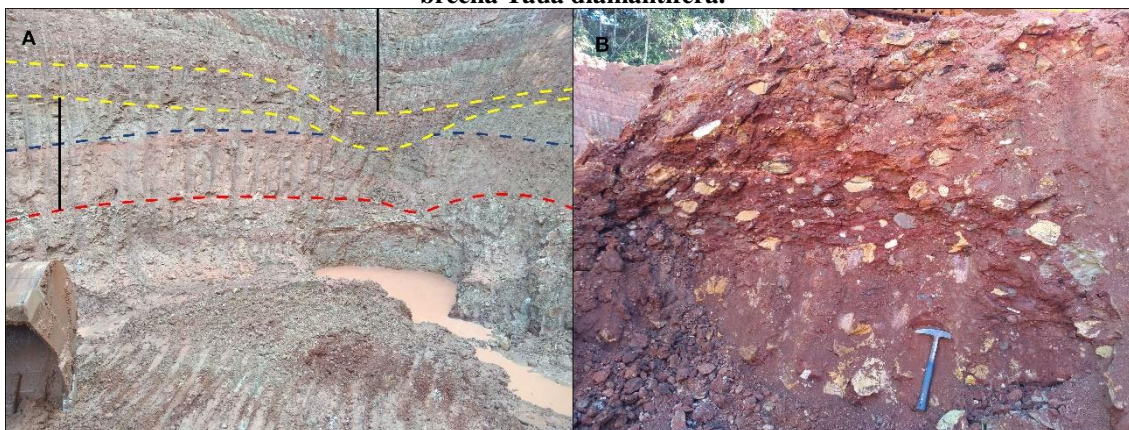
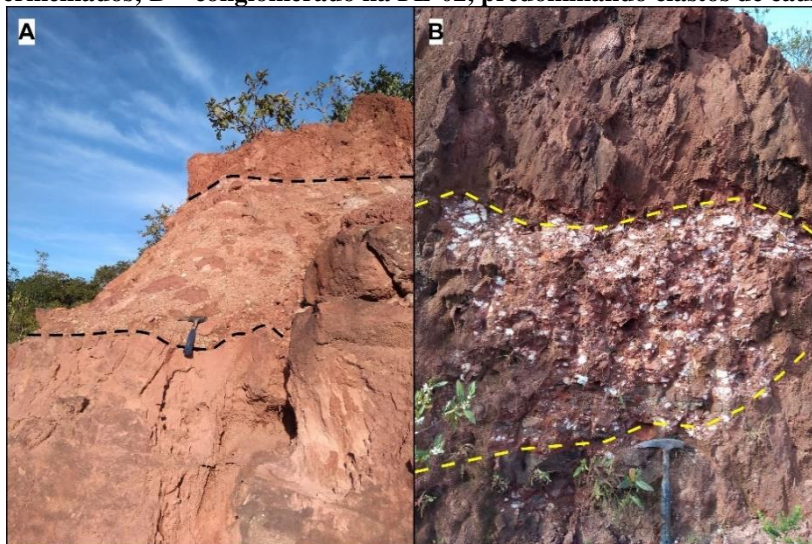


Figura 21: Foto dos testemunhos de sondagem apresentando as brechas Secondina (A) e Tauá (B).



Na FL-03 e FL-02 da EXDIBRA, a brecha mostra-se mais alterada, de cor avermelhada, matriz argilosa, dominando termos clasto-suportados, com seixos subarredondados a angulosos de até 30 centímetros de diâmetro. Clastos de arenito e de material muito alterado de cor vermelha são abundantes, mas predominam clastos centimétricos a decimétricos de caulim. Essa brecha-conglomerática assenta-se, em contato erosivo e angular, sobre o mica-xisto do Grupo Araxá e mostra-se sobreposta por solo laterítico de aproximadamente 35 centímetros de espessura, de coloração também avermelhada (FIG. 22).

Figura 22: A – conglomerado presente na FL-03, com ênfase nos clastos quartzo-arenosos avermelhados; B – conglomerado na FL-02, predominando clastos de caulim.



5.1.3.2 *Fácies fluvio-lacustres*

Nesta *fácies* sedimentar predomina arenitos impuros em níveis de espessura centimétrica a decimétrica (FIG. 25), de granulometria areia fina a grossa, com grânulos e pequenos seixos de quartzo. Argilo-minerais são abundantes, conferindo uma coloração esverdeada ou avermelhada às camadas. Os níveis e lentes de arenito médio a grosso podem alcançar até 70 centímetros de espessura e se adelgaçam lateralmente (FIG. 26). As camadas de arenito mostram, localmente, estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. Paleocorrentes obtidas na cava inativa da GAR-Mineração mostraram direções de fluxo 33/7; 155/20; 140/17, e 15/15; 20/16; 50/19, enquanto na FL-06 observou-se estratificações cruzadas mostraram direções 150/20; 130/25; 100/20.

Na FL-06 se encontram rochas arenosas e rudíticas de 1 metro de espessura, intercaladas a pelitos esverdeados a avermelhados de aproximadamente 1,5 metro de espessura, sendo recoberto então por nível conglomerático de cor esverdeada, apresentando clastos centimétricos de caulim (FIG. 23). Um nível centimétrico de opala (FIG. 24) está inserido na camada arenosa basal, se estendendo lateralmente por 1 metro.

Ao passo que na área da GAR são observados também níveis decimétricos de conglomerado matriz suportado intercalados a um arenito impuro (FIG. 25), mostram matriz composta por argila, silte e areia, além de grânulos de quartzo e expressivo conteúdo de material vulcanogênico que confere coloração esverdeada às rochas. Os seixos chegam a 10 centímetros de diâmetro, são arredondados a sub-angulosos e mostram composição variada (clastos de arenito, xisto, rochas básicas e caulim). Os seixos de caulim são homogêneos, sem zoneamento ou diferenciação composicional. Níveis de pelito maciço a finamente laminados ocorrem intercalados aos arenitos impuros e a níveis conglomeráticos, apresentando aumento de espessura nas partes superiores das seções das cavas da GAR-Mineração (FIG. 25 e 26). Os níveis pelíticos exibem espessuras de até 2 metros e extensão lateral de até 50 metros, mostrando coloração cinza-esbranquiçada a cinza-amarronzada e a regular laminação regular e persistente indica sedimentação agradacional.

Figura 23: Intercalação de fácies lacustres e fluviais evidenciadas na FL-06. I) Solo laterítico; II) níveis conglomerático/arenítico; III) Níveis pelítico. A) Detalhe para o nível arenítico basal onde se identifica estratificação cruzada. B) Detalhe para a intercalação entre o nível pelítico esverdeado e o nível arenítico, nota-se clasto centimétrico de caulim.

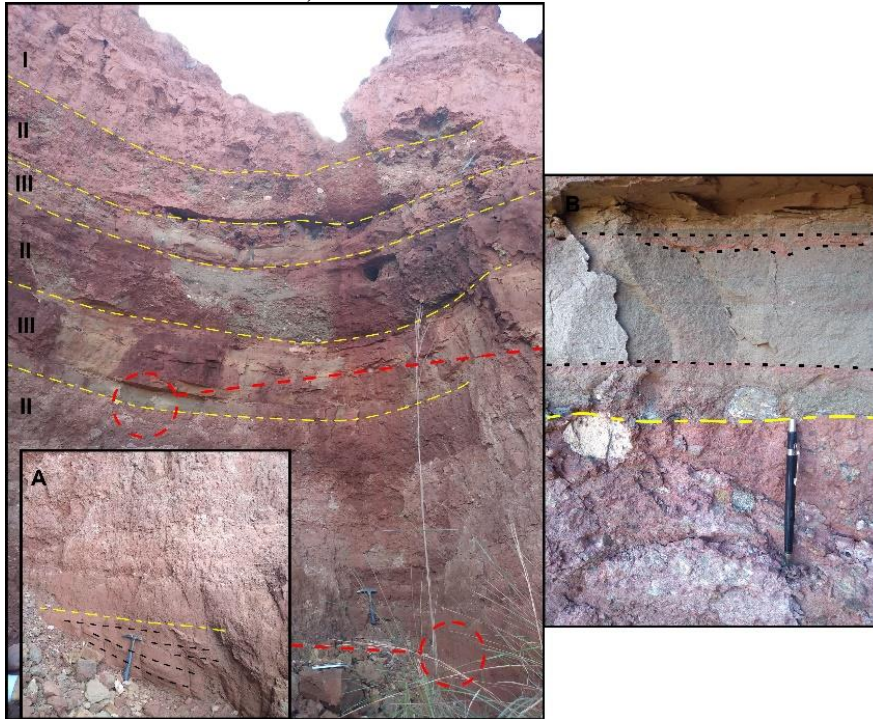


Figura 24: Nível de opala na FL-06, marcado pelas linhas amarelas.

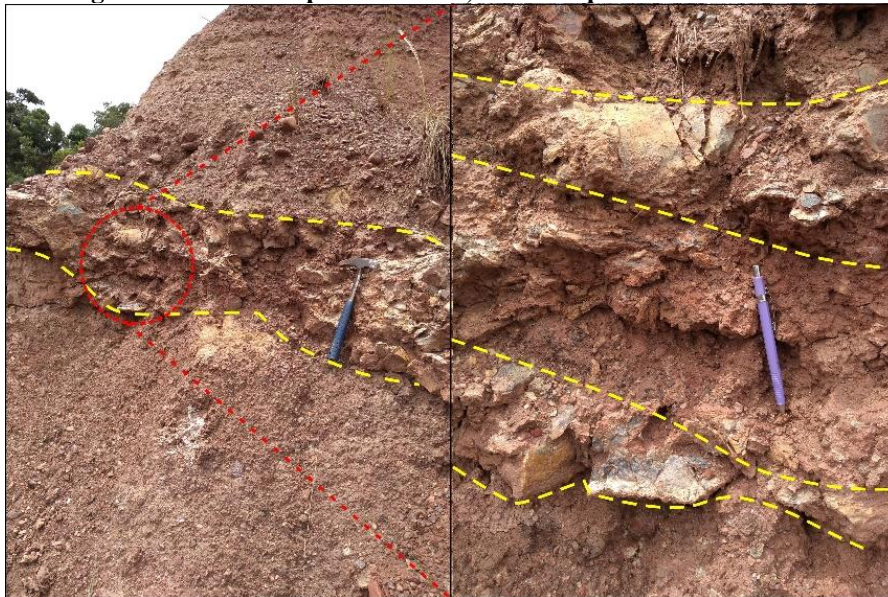


Figura 25: Intercalação dos níveis pelíticos (destacados entre linhas vermelhas) com conglomerado/cascalhos e níveis arenosos grossos com seixos (entre linhas amarelas). Seixos de caulim maiores imersos na porção cascalhosa/arenosa (delimitados em azul).

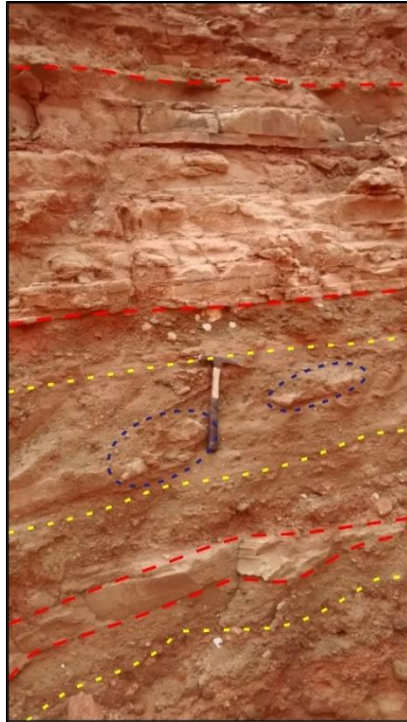


Figura 26: Vista geral da cava inativa de WNW para ESE.



As intercalações entre as *fácies* lacustres e fluviais não apresentam padrão de repetição regular, sendo notável a diminuição dos níveis conglomeráticos e o aumento das camadas de pelitos para o topo da cava. A unidade epiclástica similar à descrita nas frentes de lavra da GAR aparece na FL06, onde é possível identificar a intercalação de arenitos impuros e níveis conglomeráticos e de pelitos esverdeados e avermelhados (FIG. 25).

6 DISCUSSÕES

Os resultados apresentados no capítulo anterior permitem comparação com os dados geológicos disponíveis na literatura, principalmente no que se refere a ambientes de deposição e posição estratigráfica da sucessão vulcanoclástica de Romaria.

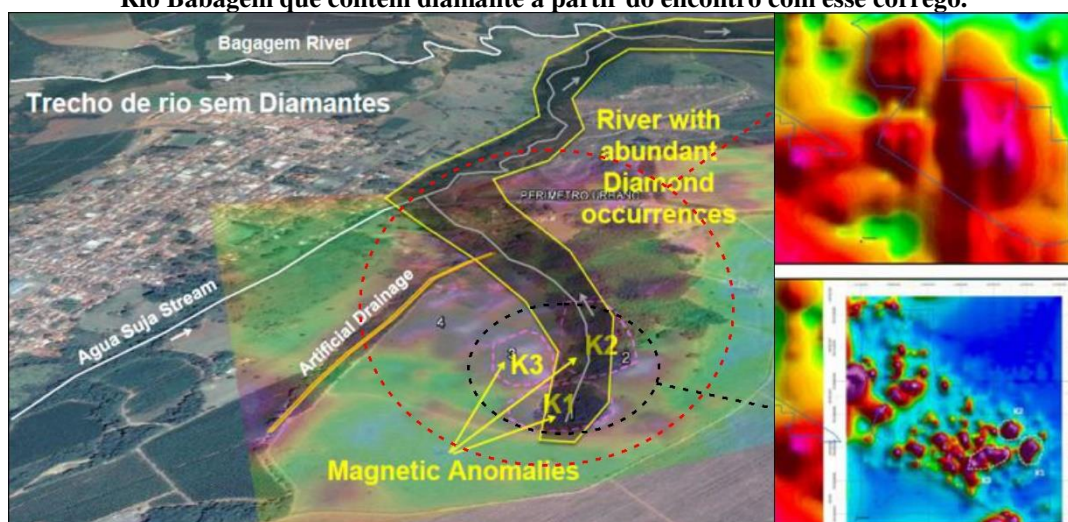
6.1 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO E AMBIENTE GEOLÓGICO

Drapper (1911) propôs que, na região de Romaria, a intumescência provocada pela ascensão de um magma à superfície abrangeria áreas de dimensões bem maiores do que aquelas do corpo magmático propriamente dito (FIG. 2). O autor ainda sugeriu que o nível de opala associado às camadas diamantíferas – observado na FL06 e na cava ativa da GAR – seria proveniente da interação entre as rochas encaixantes e a erupção hidrovulcânica durante o *emplacement* da rocha kimberlítica/lamproítica. Por outro lado, as unidades sedimentares sobrepostas à Formação Botucatu na região de Romaria são relacionadas às Formações Uberaba (GRAVINA *et al.*, 2002; GRAVINA, 2003; COELHO, 2010) e Marília (SEER & MORAES, 2017; CHAVES & DIAS, 2017), ambas do Grupo Bauru (FIG. 18).

As sucessões sedimentares estudadas, bem como suas geometrias e relações físicas com o substrato que as sustentam, demonstram deposição em superfícies disformes, aparentemente descontínuas e relativamente rasas, como visto nas Figuras 27 e 28. Observa-se que todas as exposições das sucessões sedimentares e diamantíferas da área de Romaria, *i. e.*, as lavras da Exdibra e da GAR-Mineração, situam-se à margem de uma drenagem secundária que verte suas águas para o Córrego Água Suja (FIG. 12 e 26). Essa drenagem secundária revela-se como agente mineralizador de diamantes do Córrego Água Suja, uma vez que as mineralizações se localizam após a confluência dessa drenagem secundária com o Córrego da Água suja e, por sua vez, mineraliza o Rio Bagagem no âmbito de Romaria (FIG. 1 e 27). Observa-se ainda na Figura 26 a presença de três anomalias nas cabeceiras da drenagem secundária, além de outras duas anomalias maiores, uma nas proximidades da cava da GAR-Mineração, e outra sob a área central da cidade de Romaria (não mostradas na FIG. 27).

A mineralização de diamantes dos depósitos rudíticos e a contribuição de rochas vulcânicas para compor os arcaibouço da brecha mineralizada indicam fontes proximais que remetem à fonte primária (kimberlítica ou lamproítica) local, podendo esse nível de base se estabelecer pela própria atividade vulcânica explosiva, que caracteriza o *emplacement* de rochas dessa natureza (MITCHELL, 1986, SCOTT-SMITH *et al.*, 2018). Observa-se também que os depósitos são descontínuos e, em distâncias de poucas centenas de metros, a brecha Tauá e rochas sedimentares associadas sobrepõem o arenito da Formação Botucatu (às vezes com dezenas de metros de espessura, FIG. 27) ou o biotita-quartzo xisto do Grupo Araxá.

Figura 27: Anomalias geofísicas evidenciadas na região de Romaria e na área da GAR. A drenagem entre as anomalias K1, K2 e K3 fornece diamantes para o Córrego da Água Suja, desaguando no Rio Babagem que contém diamante a partir do encontro com esse córrego.



Fonte: GAR Mineração. Adaptado.

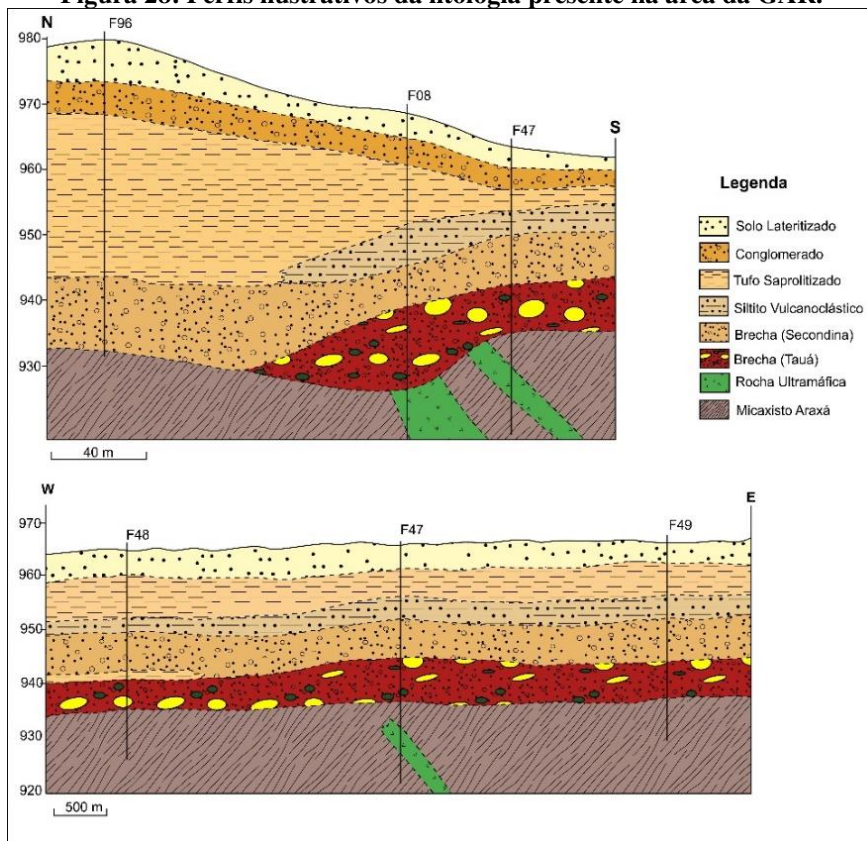
No âmbito da GAR-Mineração (FIG. 13, 28 e 29) a sucessão sedimentar atinge as maiores espessuras (até 40 metros), onde as fácies lacustres são frequentes na parte superior do pacote. A área de ocorrência das anomalias da margem direita da vertente oriental do Córrego Água Suja soma-se um total de cerca de 18 hectares, enquanto a superfície exposta de ocorrência dos depósitos sedimentares com mineralização de diamantes soma, considerando apenas a parte não encoberta por coberturas de solos da região, aproximadamente 150 hectares (FIG. 27), reforçando os efeitos do possível magmatismo na conformação do relevo, estabelecendo o nível de base local que acolheu

o retrabalhamento sedimentar de materiais vulcanoclásticos. Não obstante a alteração intempérica, as melhores exposições da sucessão vulcanoclástica de Romaria são vistas nos cortes das frentes de lavra da GAR-Mineração, e são observadas também pela integração dos diversos furos realizados no âmbito da mina (FIG. 20 e 26).

Comparando as seções estratigráficas, a despeito da pequena distância entre elas (FIG. 13, 28 e 29), ressalta-se diferenças não apenas nas espessuras dos tipos litológicos, mas também no arranjo estratigráfico das colunas, devido às irregularidades do relevo e diversidade de materiais nas áreas fontes (proximais) e às rugosidades do nível de base, que devem ter intermediado a dispersão dos agentes de transporte dos sedimentos.

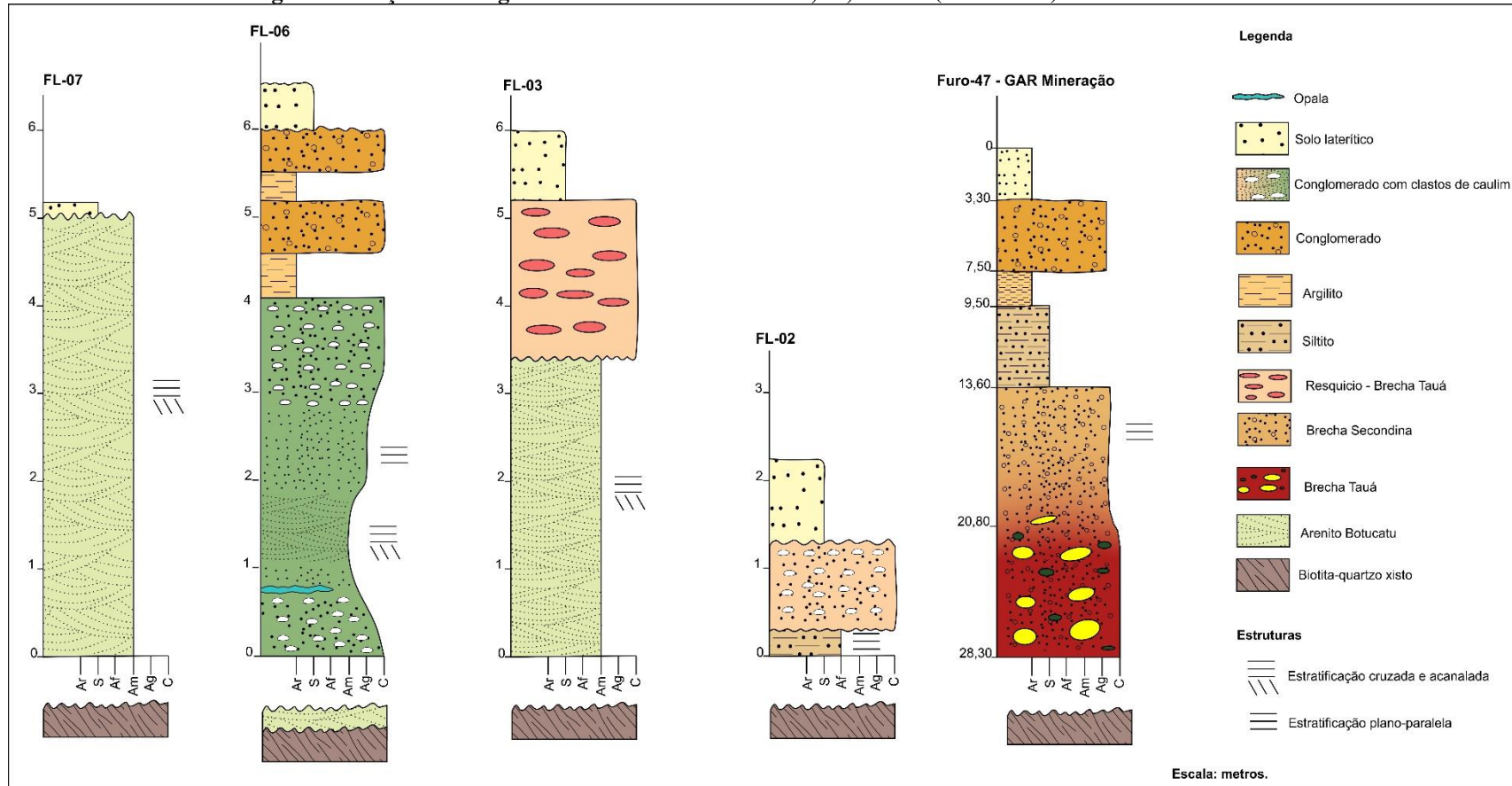
A rocha, área-fonte da brecha Tauá, situa-se próxima de onde afloram a brecha, evidenciado pelas características petrográficas (FIG. 20 e 21), especialmente os termos litológicos (clastos de arenito, xisto, rochas básicas e caulim), a predominância de clastos angulosos, matriz rica em material vulcanoclástico e contendo diamantes

Figura 28: Perfis ilustrativos da litologia presente na área da GAR.



Fonte: GAR Mineração. Adaptado.

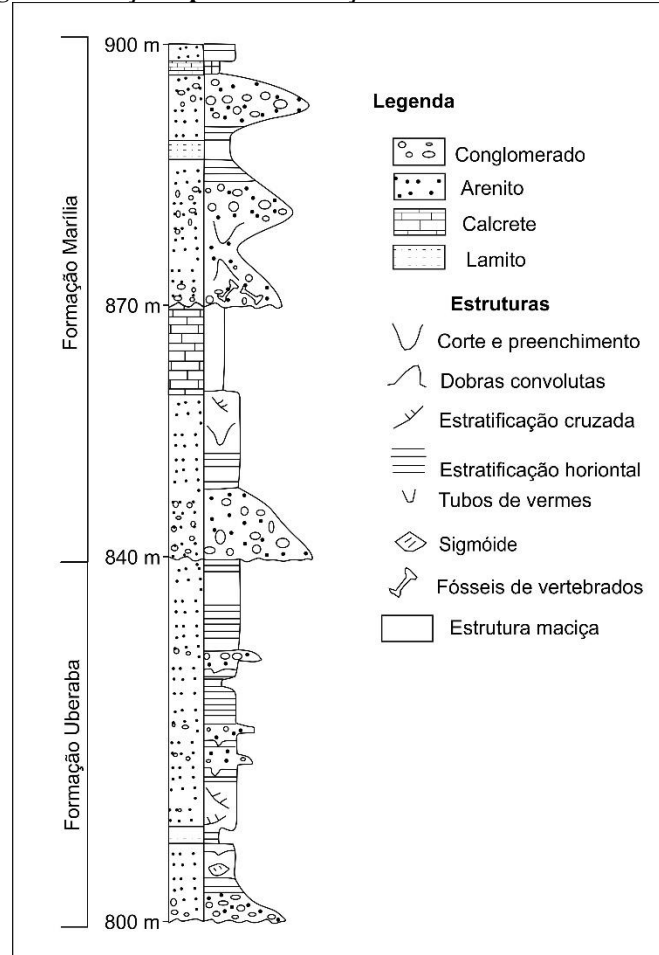
Figura 29: Seções estratigráficas das frentes de lavra 07, 06, 03 e 02 (EXDIBRA) e do furo 47 da GAR.



6.1.1 Formação Marília ou Uberaba?

A sucessão vulcanoclástica da Mina da Água Suja (exposições da Exdibra e GAR-Mineração) tem sido correlacionada à Formação Marília (SEER & MORAES, 2017; CHAVES & DIAS, 2017) ou à Formação Uberaba (GRAVINA *et al.*, 2002; GRAVINA, 2003) (FIG. 30).

Figura 30: Seção-tipo das Formações Uberaba e Marília.



Fonte: Gravina *et al.* (2002). Adaptado.

A Formação Uberaba tem idade máxima de 82 Ma, sobrepondo os basaltos da Formação Serra Geral, exibindo espessura que pode chegar a 140 metros (AMARAL *et al.*, 1967; HASUI, 1969). É composta basicamente de rochas epiclásticas de derivação vulcânica (arenitos vulcânicos, pelitos e conglomerados diversos), com arenitos cimentados por calcita (GRAVINA, 2002), depositada sob condições de clima árido a

semi-árido, mas com umidade suficiente para desenvolvimento de fauna com dinossauros (HASUI *et al.*, 2012). Segundo Gravina *et al.* (2002) e Gravina (2003), ocorre restrita ao município de Uberaba.

A Formação Marília apresenta idade máxima de 70 Ma e espessura de até 100 metros no âmbito do Triângulo Mineiro, ocorrendo próxima ao limite da bacia do Paraná. Na região, a Fm. Marília é subdividida nos membros Serra da Galga, composto por arenitos conglomeráticos, e o Ponte Alta – com calcários típicos de *playa lake*, que se encontra contido no membro Serra da Galga (HASUI *et al.*, 2012).

O ambiente climático das áreas-fonte e/ou bacias deposicionais representa, comumente, um diferencial para correlações e delimitação das idades de sedimentação. As litologias das formações Marília e Uberaba têm indicações de clima árido a semi-árido (GRAVINA *et al.*, 2002; GRAVINA, 2003; SEER & MORAES, 2017; CHAVES & DIAS, 2017). Por sua vez, as rochas das sucessões sedimentares de Romaria têm indicações de ambiente climático úmido, sobretudo pela pervasiva presença de clastos de caulim na brecha diamantífera e pelo elevado nível do lençol freático durante a deposição das *fácies* lacustres. A relação de depósitos de caulim em clima quente e úmido é largamente conhecido e descrito na literatura (DILL, 2016). Notável também é a diferença entre as seções litológica-estratigráficas da sucessão de Romaria (FIG. 29) com as colunas stratigráficas das formações Uberaba e Marília (FIG. 29) (GRAVINA *et al.*, 2002; SEER & MORAES, 2017).

A despeito da área de Romaria situar-se na borda de bacia, *i. e.*, da Bacia do Paraná, portanto, domínio sujeito a movimentações de blocos e a erosão mais profunda, não pode deixar de ser ressaltada a distribuição das unidades da sucessão de Romaria sobrepondo, em locais, arenitos da Formação Botucatu e biotita-quartzo xistos do Grupo Araxá, diferente da situação das formações Uberaba e Marília, que sobrepõem os basaltos da Formação Serra Geral. Por outro lado, a idade de sedimentação das formações Marília e Uberaba situa-se no intervalo de 80 a 66 Ma (SEER & MORAES, 2017), enquanto as intrusões relacionadas à PIAP situam-se, predominantemente, entre 120 e 74 Ma.

Uma vez que as anomalias magnetométricas evidenciadas na Figura 26 inserem-se nas rochas do Grupo Araxá e Formação Botucatu, caso se refiram à *pipes* lamproíticos/kimberlíticos é possível que a deposição da brecha Tauá tenha ocorrido antes da deposição das formações Uberaba e Marília, pois a grande maioria das rochas alcalinas da PIAP ascenderam antes de 80 Ma (FELGATE, 2014), entretanto, as rochas de Romaria não dispõem de dados geocronológicos até o presente momento.

No pressuposto das condições climáticas como notável diferencial de idade entre as sucessões sedimentares de Romaria relativa às formações Marília e Uberaba, deve ser considerado que não há registro de condições de clima úmido durante o Cretáceo na região, ou seja, as condições climáticas podem ter sido igualmente áridas ou semi-áridas. Admitindo, portanto, que as sucessões sedimentares diamantíferas de Romaria seriam de idade cretácica, teria-se que admitir uma origem hipogênea para os depósitos de caulim que foram erodidos e depositados como clastos nas rochas rudíticas diamantíferas (formação de caulim hipogêneo em ambientes magmáticos são conhecidos em diferentes locais, DILL, 2016).

Por outro lado, não pode ser descartada a possibilidade da sucessão de Romaria ter sido depositada no Cenozoico, já em condições climáticas quentes e úmidas (RÖHL, *et al.*, 2000; HINOJOSA & VILLAGRA, 2005). Nesse caso, movimentos epirogenéticos locais poderiam ter causado o rejuvenescimento do relevo, propiciando o retrabalhamento dos depósitos piroclásticos e epiclásticos relacionados ao vulcanismo cretácico e, então, a deposição da sucessão de Romaria. A identidade da Brecha-Tauá é marcada pelo seu posicionamento estratigráfico e características petrográficas. Uma possível proposta para melhor elucidar a questão geocronológica levantada seria a realização de estudos palinológicos dos depósitos lacustres, a fim de melhor caracterizar a idade dos depósitos de Romaria com base em associações fossilíferas.

7 CONCLUSÕES

Em Romaria afloram sucessões sedimentares rudíticas diamantíferas (brecha “Tauá” e “Secondina”), associadas a depósitos de *fácies* fluvio-lacustres. A origem vulcanoclástica é evidente, sendo provavelmente originada pelo retrabalhamento sedimentar de rochas acumuladas em cratera tipo *maar*. Considerando as características e as discussões apresentadas em capítulos anteriores, conclui-se que:

1. Embora anomalias magnetométricas sugiram a presença de *pipes* kimberlíticos ou lamproíticos semelhantes aos encontrados na PIAP, a escassez de rocha fresca nos depósitos diamantíferos de Romaria e nos testemunhos de sondagem impõe restrições à caracterização faciológica clássica usada em kimberlitos/lamproítos;
2. A petrografia das rochas rudíticas caracterizam os sedimentos como de origem vulcanoclástica de retrabalhamento proximal;
3. As diferenças nas colunas litoestratigráficas inviabiliza correlação entre a sucessão de Romaria com as formações Marília e Uberaba;
4. A presença de granadas do tipo G5 juntamente com turmalina dravítica e ilmenita manganésifera permite inferir que a rocha mãe dos diamantes encontrados na brecha Tauá pode estar associada a possível fonte lamproítica, porém, a escassez de rocha fresca dificulta a atribuição do depósito à fonte lamproítica, uma vez que esta assembleia mineralógica pode ser proveniente de outras rochas aos arredores;
5. Sendo uma unidade distinta das formações Marília e Uberaba, sugere-se inclusão de nova unidade litoestratigráfica, denominada de Formação Romaria ou, talvez, Membro Romaria;
6. Caso furos com sondagem alcancem as anomalias magnetométricas citadas neste trabalho, seria possível identificarse estas anomalias confirmam a presença da rocha e área fonte dos diamantes da área.

REFERÊNCIAS

- ABERSTEINER, A., KAMENETSKY, V.S., GOEMANN, K., GIULIANI, A., HOWARTH, G.H., CASTILLO-OLIVER, M., THOMPSON, J., KAMENETSKY, M., CHERRY, A. **Composition and emplacement of the Benfontein kimberlite sill complex (Kimberley, South Africa): Textural, petrographic and melt inclusion constraints.** *Lithos.* 2019. 397-314.
- ABERSTEINER, A., KAMENETSKY, V.S., GOEMANN, K., KJARSGAARD, B. A., RODEMANN, T., KAMENETSKY, M., EHRIG, K. **A genetic story of olivine crystallisation in the Mark kimberlite (Canada) revealed by zoning and melt inclusions.** *Lithos.* 2020 (105405) 358-359.
- ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. **A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e Cenários Evolutivos.** In: PINTO, C. P. & MARTINS-NETO, M. A. **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais.** 1º ed. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG. 2001. p: 9-30.
- ALKMIM, F. F. **O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton do São Francisco e as Revelações Almeidianas ao delimitá-lo.** In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** Editora Beca. 2004. p: 1-19.
- ALKMIM, F. F., PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., CRUZ, S. C. P. **Sobre Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** *Revista Geonomos.* 2007. 15(1): 1-16.
- ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco.** *Revista Brasileira de Geociências.* 1977. 7(4): 349-364.
- ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., BARTORELLI, A. **O Magmatismo Pós-paleozoico no Brasil.** In: HASUI, Y. ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil.** São Paulo. 2012. p: 430-453.
- ALMEIDA, F. F. M., ASSINE, M. L., CARNEIRO, C. D. R. **A Megadesertificação Mesozoica.** In: HASUI, Y. ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil.** São Paulo. 2012. p: 419-429.
- AMARAL, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., REYNOLDS, J.H. **Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brasil.** 1967. *Geoch. Cosm. Acta*,31:117-142
- BARBOSA O. **Diamante no Brasil: histórico, ocorrência, prospecção e lavra.** CPRM, Brasília. 1991. 136p.
- BEYER, C., FROST, D. J. **The depth of sub-lithospheric diamond formation and the redistribution of carbon in the deep mantle.** *Earth and Planetary Science Letters.* 2017. (461) 30-39.

- BIZZI L. A. & VIDOTTI R. M. **Condicionamento do magnetismo pós-Godwana**. In: BIZZI, L. A. SCHOBENHAUS, C. VIDOTTI, R. M. GONÇALVES, J. H. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. (eds.) CPRM. Texto, Mapas e SIG. Brasília. 2003. 642pp.
- BROOKINS, D. G. **A list of minerals found in Riley County Kimberlites**. Transactions of the Kansas Academy of Science. 1969. Vol. 72, N° 3.
- CHAVES M. L. S. C. & CHAMBEL L. **Diamante: a pedra, a gema, a lenda**. São Paulo, Oficina de Textos. 2003. 231pp.
- CHAVES M. L. S. C., ANDRADE, K. W., BENITEZ, L., BRANDÃO P. R. G. **Província Diamantífera Da Serra Da Canastra E O Kimberlito Canastra-1: Primeira Fonte Primária de Diamantes Economicamente Viável do país**. Revista Geociências – UNESP. 2008. (3): 299-317.
- CHAVES M. L. S. C., ANDRADE K. W., MOREIRA, A. M. **A intrusão diamantífera Abel Régis (Carmo do Paranaíba, MG): kimberlito ou lamproíto?**. Rev. Esc. Minas. 2009. 62(4): 431-438.
- CHAVES, M. L. S. C. & DIAS, C. H. **Geologia da Folha Estrela Do Sul, SE.23-Y-A-IV, Escala 1:100.000**. Mapa e Texto Explicativo. Belo Horizonte, CODEMIG. 2017. 63p.
- CLEMENT C. R., SKINNER E. M.W., SCOTT-SMITH B. H. **Kimberlite redefined**. Journal of Geology. 1984. 92: 223-228.
- CLIFFORD, T. N. **Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces in Africa**. Earth and Planetary Science Letters. 1966. 1: 421-434.
- COELHO, F. M. **Aspectos Geológicos e Mineralógicos da Mina de Diamantes de Romaria, Minas Gerais**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado. 2010. 114pp.
- CODEMIG – COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DE MINAS GERAIS. **Levantamento Aerogeofísico, 1:650.000**. 2006. Disponível em: <http://www.codemig.com.br/atuacao/mineracao/levantamento-aerogeofisico/programa-20052006/>. Acesso: Setembro 2018.
- CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Diamante**. 2017. Disponível em: http://geowebapp.cprm.gov.br/ViewerWEB/index_projetos.html. Acesso: Setembro de 2018.
- COSTA, M. T. & BRANCO, J. J. R. **Roteiro de Excursão Belo Horizonte- Brasília**. In: XIV Congresso Brasileiro de Geologia. SBG/Belo Horizonte. 1961. V. 15: 9-25;
- COSTA M. J. & LUZ A. B. **Diamante, Rochas e Minerais Industriais**. São Paulo, Centro de Tecnologia Mineral, Ministério da Ciência e Tecnologia/CETEM. 2005. 375-397.

- DALTON, H., GIULIANI, A., O'BRIEN, H., PHILLIPS, D., HERGT, J. **The role of lithospheric heterogeneity on the composition of kimberlite magmas from a single field: The case of Kaavi-Kuopio, Finland.** *Lithos*. 2020 (105333) 354-355.
- DARDENNE, M. A. **Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central.** In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, 1978. Anais, v. 2: 507-610;
- DARDENNE, M. A. & WALDE, B. H. G. **A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil central.** Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG. 1979. p:43-52;
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock-forming minerals.** London, 3 Edition, Longmans. 1997. 696 p.
- DAWSON, J. B. & STEPHENS, W. E. **Statistical analyses of garnets from kimberlites and associated xenoliths.** *Journal of Geology*. 1975. 83:589-607.
- DILL, H. G. **Invited review Kaolin: Soil, rock and ore from the mineral to the magmatic, sedimentary and metamorphic.** *Earth-Science Reviews*. 2016. 16: 16–129.
- DOLIVO-DOBROVOLSKY, D. V. **TriQuick software, version 1.0.0.23.** 2012.
- DOBRZHINETSKAYA, L. F., WIRTH, R., YANG, J., HUTCHEON, I. D., WEBER, P. K., GREEN, H. W. **High-pressure highly reduced nitrides and oxides from chromitite of a Tibetan ophiolite.** *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2009. (106) 19233–19238.
- DOBRZHINETSKAYA, L. F., WIRTH, R., YANG, J., GREEN, H. W., HUTCHEON, I. D., WEBER, P. K., GREW, E. S. **Qingsongite, natural cubic boron nitride: the first boron mineral from the Earth's mantle.** *American Mineralogist*. 2014. (99) 764-722.
- DRAPPER D. **The Diamond Bearing Deposits of Bagagem and Agua Suja in the state of Minas Gerais, Brazil.** *Transactions of the Geological Society of South Africa*, vol. XIV. 1911. p. 8-23.
- DROOP, G. T. R. **A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria.** *Mineralogical Magazine*. 1987. 51, 431-435.
- ERNST, R.E., DAVIES, D.R., JOWITT, S.M., CAMPBELL, I.H. **When do mantle plumes destroy diamonds?** *Earth and Planetary Science Letters* 2018. (502) 244-252.
- FERNANDES, A. F. **Tectonoestratigrafia da Faixa Brasília Meridional e estudo de casos de possíveis rochas fonte de diamante, Coromandel – MG.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais. 2013. 135pp.
- FELGATE, M. R. **The Petrogenesis of Brazilian kimberlites and Kamafugites intruded along the 125° lineament – Improved Geochemical and Geochronological Constraints on Magmatism in Rondonia and The Alto Paranaíba Igneous Province.** Tese de Doutorado, Universidade de Melbourne. 2014 292pp.

FEDORTCHOUK, Y., LIEBSKE, C., MCCAMMON, C. **Diamond destruction and growth during mantle metasomatism: An experimental study of diamond resorption features.** Earth and Planetary Science Letters. 2019. (506) 493-506.

FIPKE, C. E. **Significance of chromite, ilmenite, G5 Mg-almandine garnet, zircon and tourmaline in heavy mineral detection of diamond bearing lamproite.** In: LEONARDOS, O. H.; H. MEYER, R. O. A.; GASPAR, J. C. **Diamond: characterization, genesis and exploration.** Proc. Inter. Kimberlite Conf, 5, Araxá, 1991. CPRM-Spec. Publ., vol. 2, p. 366-381, 1994.

FRAGOSO, D. G. C., UHLEIN, A., SANGLARD, J. C. D., SUCKAU, L., GUERZONI, H. T. G., FARIA, P. H. **Geologia dos Grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na Folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: Registro Depositional do Neoproterozoico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco.** Revista Geonomos. 2011. 19 (1), p: 28-38.

GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., LEONARDOS, O.H., DICKIN, A. P., MITCHELL, J. G. **The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume - Evidence from Large-Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil.** Journal of Petrology. 1995. 36(1): 189-229.

GILL, R. **Rochas e Processos Ígneos.** Bookman. 2014. 427p.

GRAVINA E. G., KAFINO C. V., BROD J. A., BOAVENTURA G. R., SANTOS R. V., GUIMARÃES E. M., JOST H. **Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do garimpo do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante no Triângulo Mineiro.** Revista Brasileira de Geociências. 2002. 32(4):545-558.

GRAVINA, E. G. **Química mineral de perovskita e geoquímica de rocha em arenitos do Grupo Bauru, Triângulo Mineiro.** Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, Brasília. 2003.

GRIFFIN, W. L., BEEG & SUZANNE, G. C., O'REILLY, Y. **Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits.** W. L. Griffin¹, G. C. Begg and Suzanne Y. O'Reilly. Nature Geoscience. 2013. (6): 905-910

GRUTTER, H. S.; GURNEY, J. J.; MENZIS, A. H.; WINTER, F. **An update classification scheme for mantle-derived garnet for use by diamond explorers.** Lithos. 2004. 77:841-857.

GURNEY, J. J. & SWITZER, G. S. **The discovery of garnets closely related to diamonds in the Finch Pipe, South Africa.** Contribution of Mineralogical Petrology. 1973. 39:103-116.

GURNEY, J. J. **A correlation between garnets and diamonds in kimberlites.** In: GLOVER, J. E. & HARRIS, P. G. (editors) **Kimberlite occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration.** Publication Geology Dept. University Extension, University of Western Australia, Perth. 1984. p.143-166.

- GURNEY, J. J. & ZWIESTRA, P. **The interpretation of the major element composition of mantle minerals in diamond exploration.** Journal of Geochemical Exploration. 1995. 53:293-309.
- HALL, A. **Igneous Petrology.** Longman Pub Group, Second Edition. 1996. 550pp.
- HARALYI, N. L. E & SVISERO, D. P. **Metodologia geofísica integrada aplicada à prospecção de kimberlitos da região oeste de Minas Gerais.** Revista Brasileira de Geociências. 1984. 14(1):12-22.
- HAGGERTY, S. E. **Oxide mineralogy of the upper mantle.** Oxide Minerals. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. 1991. Vol. 25, pp. 355– 416.
- HAGGERTY, S. E. **A diamond trilogy: superplume, supercontinent, supernovae.** Science. 1999. 285:851-859.
- HASUI, Y. **O Cretáceo do oeste mineiro.** Boletim da Sociedade Brasileira de Geociências. 1969. 18:39-56.
- HETMAN, C. M. **Tuffisitic Kimberlite (TK): A Canadian perspective on a distinctive textural variety of kimberlite.** Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2008. 174: 57–67.
- HINOJOSA, L. F.; VILLAGRA, C. **Did South American Mixed Paleofloras evolve under thermal equability or in the absence of an effective Andean barrier during the Cenozoic?** Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 217 (2005) 1 – 23.
- HOWARTH, G.H., GIULIANI, A. **Contrasting types of micaceous kimberlite-lamproite magmatism from the Man Craton (West Africa): New insights from petrography and mineral chemistry.** Lithos. 2020 (105483) 362-363.
- IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. **Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais.** Revista Brasileira de Geociências. 2009. 39(2): 256-266;
- JUNQUEIRA-BROD, T. C., ROIG, H. L., GASPAR, J. C., BROD, J. A., MENESES, P. R. **A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico.** Revista Brasileira de Geociências. 2002. 32(4): 559-566.
- KOSTROVITSKY, S.I., YAKOVLEV, D.A., SOLTYS, A., IVANOY, A.S., MATSYUK, S.S., ROBLES-CRUZ, S.E. **A genetic relationship between magnesian ilmenite and kimberlites of Yakutian diamond fields.** 2020. Ore Geology Reviews, 120.
- LEONARDOS JR., O. H. & ULBRICH, M. N. C. **Lamproítos de Presidente Olegário, Minas Gerais.** Soc. Bras. Progresso da Ciência, 39" Reunião Anual, Brasília. 1987. Resumos, p. 643.
- MALKOVETS, V. G., GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y., WOOD, B. J. **Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link.** Geology 2007. 35 (4): 339–342.

- MARINI O. J., PEREIRA R. S., RAMOS B. W., JOST, H. **Curso de aperfeiçoamento em exploração mineral -EXMIN**. Brasília, Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira - ADIMB. 2002. 508p.
- MARTINS-NETO, M. A., PEDROSA-SOARES, A. C., LIMA, S. A. A. **Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco Craton and Araçuaí Fold Belt, Eastern Brazil**. *Sedimentary Geology*. 2001. 141/142: 343-370;
- MARTINS-NETO, M. A. & ALKMIM, F. F. **Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana**. In: PINTO, C. P. & MARTINS-NETO, M. A. (ed.). **Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais**. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG. 2001. p. 31-51.
- MEYER, H. O. A., SVISERO, D. P. **Mineral inclusions in Brazilian diamonds**. 1975. In: WYATT, B. A.; BAUMGARTNER, M.; AHCKAR, E.; GRUTTER, H. **Compositional classification of “kimberlite” and “non-kimberlitic” ilmenite**. *Lithos*. 2004. 77:819-840.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. National Library of Australia Cataloguing. 1993. 209 pp.
- MITCHELL, R. H. **Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology**. Plenum Press, New York. 1986. 453pp.
- MITCHELL, R. H & BERGMAM. **Petrology of lamproites**. Springer Science Media New York. 1991. 462 pp.
- MITCHELL, R. H. **Kimberlites, orangeites and related rocks**. Springer Science Business Media New York. 1995. 422pp.
- MITCHELL, R.H., GIULIANI, A., O'BRIEN, H. What is a Kimberlite? *Petrology and Mineralogy of Hypabyssal Kimberlites*. *Elements Magazine*. 2019.
- NETO, C. I., NANNINI, F., SILVEIRA, F. V., CUNHA, L. M. **Áreas kimberlíticas e Diamantíferas do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes**. Programa Geologia do Brasil, Informe de Recursos Minerais, Série Pedras Preciosas nº 10. CPRM, Brasília. 2017. 234 pp.
- O'BANNON, E., XIA, G., SHI, F., WIRTH, R., KING, A., DOBRZHINETSKAYA, L. **The transformation of diamond to graphite: Experiments reveal the presence of an intermediate linear carbon phase**. *Diamond and Related Materials* (108). 2020.
- PALMIERI, M. **Modelo Geológico E Avaliação De Recursos Minerais Do Depósito De Nióbio Morro Do Padre, Complexo Alcalino-Carbonatítico Catalão II, GO**. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado. 2011. 126pp.

- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F., SILVA, L. C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Revista Geonomos. 2007. 15(1): 1-16.
- PEREIRA, R. S. **Técnicas Exploratórias na Prospecção de Kimberlitos – Estudo de Caso**. Revista Brasileira de Geociências. 2001. 31(4): 405-416.
- PEREIRA, R. S. & FUCK, R. A. **Kimberlitos e rochas relacionadas no Cráton do São Francisco**. In: Simp. Cráton do São Francisco, 3, Salvador, Bahia, Anais. 2005. p. 114-117.
- PEREIRA, R. S. **Cráton do São Francisco, kimberlitos e diamantes**. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Brasília. 2007. 248pp.
- PERKINS, D. **Olivine, Pyroxene, Garnet, Spinel and Feldspar Spreadsheets**. 2007. Disponível em: https://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html.
- PETRI, S., SANCHEZ, E. A. M. **Chapada dos Guimarães**. In: HASUI, Y. ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo. 2012. p: 430-453.
- PINTO, C. P. & MARTINS-NETO, M. A. **Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais**. 1º ed. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG. 2001. 349pp.
- PORRITT, R. A. F., CAS, B. B. **In-vent column collapse as an alternative model for massive olcaniclastic kimberlite emplacement: An example from the Fox kimberlite, Ekati, Diamond Mine, NWT, Canada, L.A.** Crawford. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2008. 174. 90–102.
- RÖHL, U.; BRALOWER, T. J.; NORRIS, R. D.; WEGER, R. (2000). **New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications**. Geology 28. 2000. (10):927-930.
- ROMEIRO-SILVA, P.C. & ZALAN, P.V. **Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do limite oeste do Cráton São Francisco**. In. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 3. Salvador. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia. 2005. p. 44-47.
- SEER, H. J. & MORAES, L. C. **Geologia Regional do Triângulo Mineiro**. Mapa e Texto Explicativo. Belo Horizonte, CODEMIG/UFMG. 2017. 123p.
- SELWAY, J. B. **Compositional evolution of tourmaline in granitic pegmatites**. Tese de Doutorado, Universidade de Manitoba, Canadá. 1999. 387pp.
- SGARBI, G. N. C. **The Cretaceous Sanfranciscan Basin, Eastern Plateau of Brazil**. Revista Brasileira de Geociências. 2000. 30 (3), p: 450-452.
- SGARBI, G. N. C., SGARBI, P. B. A., CAMPOS, J. E. G., DARDENNE, M. A., PENHA, U. C. **Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco**. In:

- PINTO, C. P. & MARTINS-NETO, M. A. **Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais**. 1° ed. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG. 2001. p. 93-138;
- SCHULZE, D. J. **A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds**. *Lithos*. 2003. 71:195-213.
- SCOTT-SMITH, B. H. **Kimberlite Terminology and Classification**. Proceedings of 10th International Kimberlite Conference. Springer India. 2013. pp. 1-17.
- SCOTT SMITH, B. H. S.; NOWICKI, T. E.; RUSSEL, J. K.; WEBB, K. J.; MITCHELL, R. H.; HETMAN, C. M.; ROBEY, J. V. A. **A Glossary of Kimberlite and Related Terms – Parts 1, 2, 3**. Editora Scott-Smith Petrology Inc. 2018.
- SILVA, G. M. **Análise Geofísica do Distrito Diamantífero Abaeté (MG) e de suas Possíveis Fontes Primárias**. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ouro Preto, Minas Gerais, Dissertação de Mestrado. 2015. 146pp.
- SMITH, E. M., SHIREY, S. B., RICHARDSON, S. H., NESTOLA, F., BULLOCK, E. S., WANG, J. & WANG, W. **Blue boron-bearing diamonds from Earth's lower mantle**. *Nature*, 2018, 560: 84-87.
- SOLTYS, A., GIULIANI, A., PHILLIPS, D. **A new approach to reconstructing the composition and evolution of kimberlite melts: A case study of the archetypal Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa)**. *Lithos*. 2018. (304-307) 1-15.
- SVISERO, D. P. & MEYER, H. O. A. **Ilmenitas Kimberlíticas da Mina de Diamantes de Romaria, MG**. *Revista Brasileira de Geociências*. 1981. 11 (4): 217-221.
- SVISERO, D. P. **Distribution and origin of diamonds in Brazil: an overview**. *Journal of Geodynamics*. 1995. 20 (4): 493-514;
- TOVEY, M., GIULIANI, A., PHILLIPS, D., MOSS, S. **Controls on the explosive emplacement of diamondiferous kimberlites: New insights from hypabyssal and pyroclastic units in the Diavik mine, Canada**. *Lithos*. 2020 (105410) 360.361.
- TOYODA, K., HORIUCHI, H., TOKONAMI, M. **Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source**. *Earth Planet. Sci. Lett*. 1994. 126:315-331.
- THOMAZ L. V. **Estudo petrográfico e química mineral da intrusão kimberlítica Régis, no oeste de Minas Gerais**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado. 2009. 143pp.
- THOMPSON, R. N., GIBSON, S. A., MITCHELL, J. G., DICKIN, A. P., LEONARDOS, O. L., BROD, J. A., GREENWOOD, J. C. **Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade mantle plume?** *Journal of Petrology*. 1998. 39(8): 1493-1526.

WYATT, B.A.; BAUMGARTNER, M.; AHCKAR, E.; GRUTTER, H. **Compositional classification of “kimberlite” and “non-kimberlitic” ilmenite.** Lithos. 2004. 77:819-840.

ZALAN, P.V & SILVA, P.C.R. **Bacia do São Francisco.** B. Geoc. Petrobrás, Rio de Janeiro. 2007. (15-2) p. 561-571.

SUPPLEMENTARY MATERIAL – A

Supplementary Material A - standards used in the electron microprobe

Garnet

Standard Name :

Fe On Almandine

Mn On Rhodonite GEO MKII

Si, Al On Sanidine

Ti On Rutile

Na On Albite

Ni On Ni

Mg, Ca On Diopside

Cr On Chromium oxide

Standard composition :

Almandine = Fe : 18.09%, Al : 11.67%, Si : 18.32%, O : 42.01%, Mg : 6.45%, Ca : 3.%, Mn : 0.46%

Rhodonite GEO MKII = Mn : 32.8499%, Si : 22.1126%, O : 37.7621%, Mg : 1.1216%, Ca : 5.0993%, Fe : 0.7905%

Sanidine = O : 46.28%, Al : 9.93%, Si : 30.23%, K : 10.05%, Fe : 0.14%, Ba : 0.98%, Na : 2.23%

Rutile = Ti : 59.95%, O : 40.05%

Albite = Na : 8.6%, Al : 10.34%, Si : 32.03%, O : 48.76%, K : 0.18%, Ca : 0.09%

Ni = Ni : 99.999%

Diopside = Mg : 11.23%, Ca : 18.39%, Si : 25.88%, O : 44.3%, Al : 0.05%, Ti : 0.05%, Mn : 0.04%, Fe : 0.04%

Chromium oxide = Cr : 68.4195%, O : 31.5805%

Tourmaline

Standard Name :

Fe On Hematite

Mn On Rhodonite GEO MKII

Si, K, Al On Sanidine

Ti On Rutile

Na On Albite

Ni On Ni

Mg, Ca On Diopside

Cr On Chromium oxide

Standard composition :

Hematite = Fe : 69.9426%, O : 30.0574%

Rhodonite GEO MKII = Mn : 32.8499%, Si : 22.1126%, O : 37.7621%, Mg : 1.1216%, Ca : 5.0993%, Fe : 0.7905%

Sanidine = O : 46.28%, Al : 9.93%, Si : 30.23%, K : 10.05%, Fe : 0.14%, Ba : 0.98%, Na : 2.23%

Rutile = Ti : 59.95%, O : 40.05%

Albite = Na : 8.6%, Al : 10.34%, Si : 32.03%, O : 48.76%, K : 0.18%, Ca : 0.09%

Ni = Ni : 99.999%

Diopside = Mg : 11.23%, Ca : 18.39%, Si : 25.88%, O : 44.3%, Al : 0.05%, Ti : 0.05%, Mn : 0.04%, Fe : 0.04%

Chromium oxide = Cr : 68.4195%, O : 31.5805%

Ilmenite

Standard Name :

Fe On Hematite

Mn On Rhodonite GEO MKII

Si, Al On Sanidine

Ti On Rutile

Ni On Ni

Mg, Ca On Diopside

Cr On Chromium oxide

Zn On Willemite

V On V

Standard composition :

Hematite = Fe : 69.9426%, O : 30.0574%

Rhodonite GEO MKII = Mn : 32.8499%, Si : 22.1126%, O : 37.7621%, Mg : 1.1216%, Ca : 5.0993%, Fe : 0.7905%

Sanidine = O : 46.28%, Al : 9.93%, Si : 30.23%, K : 10.05%, Fe : 0.14%, Ba : 0.98%, Na : 2.23%

Rutile = Ti : 59.95%, O : 40.05%

Ni = Ni : 99.999%

Diopside = Mg : 11.23%, Ca : 18.39%, Si : 25.88%, O : 44.3%, Al : 0.05%, Ti : 0.05%, Mn : 0.04%, Fe : 0.04%

Chromium oxide = Cr : 68.4195%, O : 31.5805%

Willemite = O : 29.4%, Si : 13.13%, Mn : 3.73%, Zn : 53.74%

V = V : 100.%

SUPPLEMENTARY MATERIAL – B

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
Structural formulas and Fe³⁺ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-01	Tur-02	Tur-03	Tur-04	Tur-05	Tur-06	Tur-07	Tur-08	Tur-09	Tur-10	Tur-11	Tur-12	Tur-13	Tur-14	Tur-15	Tur-16
<i>Oxides</i>																
SiO ₂	36,38	37,02	35,51	35,78	34,88	35,86	36,47	36,95	35,81	36,69	36,20	36,40	36,79	35,93	35,90	36,64
TiO ₂	0,63	0,32	0,82	0,63	0,54	0,64	1,02	0,96	0,68	1,14	0,53	1,29	0,96	0,55	0,89	0,71
Al ₂ O ₃	30,18	34,33	33,50	31,03	31,52	32,16	30,66	28,63	31,45	30,07	33,13	30,26	29,42	31,67	32,73	31,51
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,09	0,02	0,10	0,00	0,12	0,03	0,10	0,05	0,07	0,00	0,04	0,01	0,10	0,02
FeO	7,61	6,28	7,52	10,06	10,36	9,38	6,58	7,15	8,69	6,63	6,64	8,46	8,37	7,17	6,33	7,12
MnO	0,08	0,06	0,02	0,13	0,06	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	7,15	5,52	5,16	5,34	5,14	4,85	7,60	8,69	5,92	7,89	6,51	6,18	7,13	6,67	6,39	6,56
CaO	1,70	0,10	0,79	0,55	0,96	0,58	0,61	1,50	0,72	0,74	0,74	0,69	0,29	1,46	0,85	0,55
Na ₂ O	1,73	1,77	1,84	2,18	1,80	1,88	2,52	1,90	2,04	2,47	1,77	2,10	2,58	1,64	1,92	2,10
K ₂ O	0,01	0,03	0,06	0,06	0,07	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,04	0,02	0,00	0,01	0,04	0,02
<i>Subtotal</i>	85,49	85,43	85,31	85,78	85,43	85,36	85,61	85,87	85,44	85,71	85,65	85,45	85,58	85,12	85,15	85,23
B ₂ O ₃ *	10,52	10,73	10,57	10,42	10,34	10,47	10,59	10,57	10,47	10,60	10,65	10,50	10,51	10,53	10,60	10,58
H ₂ O*	3,63	3,70	3,65	3,60	3,57	3,61	3,65	3,65	3,61	3,66	3,67	3,62	3,63	3,63	3,66	3,65
Li ₂ O*	0,34	0,34	0,39	0,16	0,09	0,26	0,28	0,32	0,21	0,31	0,23	0,36	0,35	0,31	0,37	0,34
<i>Total</i>	99,98	100,20	99,92	99,96	99,43	99,70	100,14	100,41	99,73	100,28	100,21	99,93	100,07	99,59	99,78	99,80
<i>Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization</i>																
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	6,01	6,00	5,84	5,97	5,86	5,95	5,98	6,07	5,94	6,01	5,91	6,02	6,08	5,93	5,88	6,02
Al	0,00	0,00	0,16	0,03	0,14	0,05	0,02	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00	0,00	0,07	0,12	0,00
<i>T-site total</i>	6,01	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,07	6,00	6,01	6,00	6,02	6,08	6,00	6,00	6,02
Al	5,87	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,91	5,55	6,00	5,81	6,00	5,90	5,73	6,00	6,00	6,00
Mg	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,45	0,00	0,19	0,00	0,10	0,27	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,00	0,55	0,33	0,06	0,10	0,25	0,00	0,00	0,09	0,00	0,28	0,00	0,00	0,09	0,21	0,10
Ti	0,08	0,04	0,10	0,08	0,07	0,08	0,13	0,12	0,08	0,14	0,07	0,16	0,12	0,07	0,11	0,09
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,63	1,33	1,26	1,33	1,29	1,20	1,77	1,67	1,46	1,74	1,58	1,43	1,49	1,64	1,56	1,61
Mn	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,05	0,85	1,03	1,40	1,46	1,30	0,90	0,98	1,21	0,91	0,91	1,17	1,16	0,99	0,87	0,98
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li*	0,22	0,22	0,26	0,11	0,06	0,17	0,18	0,21	0,14	0,21	0,15	0,24	0,23	0,21	0,24	0,22
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,30	0,02	0,14	0,10	0,17	0,10	0,11	0,26	0,13	0,13	0,13	0,12	0,05	0,26	0,15	0,10
Na	0,55	0,56	0,59	0,70	0,59	0,61	0,80	0,61	0,66	0,79	0,56	0,67	0,83	0,52	0,61	0,67
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<i>X-site vacancy</i>	0,14	0,42	0,26	0,18	0,23	0,29	0,09	0,13	0,21	0,08	0,30	0,20	0,12	0,21	0,23	0,23
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>Tur. species</i>	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
 Structural formulas and Fe3+ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-17	Tur-18	Tur-19	Tur-20	Tur-21	Tur-22	Tur-24	Tur-25	Tur-26	Tur-27	Tur-28	Tur-29	Tur-30	Tur-31	Tur-32	Tur-33
Oxides																
SiO2	36,38	36,39	36,52	36,81	36,39	35,92	36,63	34,57	36,85	36,28	36,10	36,54	36,46	35,81	36,10	36,38
TiO2	0,64	0,70	0,86	0,84	0,89	1,13	0,78	0,65	0,24	0,81	0,96	0,39	0,73	1,03	0,95	0,87
Al2O3	33,14	32,28	30,51	30,65	33,59	29,10	31,90	32,87	31,46	33,55	33,11	29,71	31,81	30,69	33,38	29,89
Cr2O3	0,04	0,02	0,02	0,06	0,00	0,01	0,11	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,04	0,11	0,10
FeO	7,49	7,67	6,12	6,12	7,83	8,32	6,69	13,04	5,80	8,30	7,50	9,23	7,53	9,49	7,75	7,74
MnO	0,00	0,00	0,03	0,05	0,03	0,00	0,03	0,04	0,02	0,09	0,04	0,02	0,05	0,03	0,00	0,00
MgO	5,65	6,04	7,99	8,04	5,15	7,51	6,80	2,23	8,01	4,86	5,86	6,66	6,26	5,57	5,22	7,32
CaO	0,37	0,23	1,62	1,55	0,35	1,84	0,53	0,27	0,94	0,42	0,82	0,85	0,71	0,76	0,39	0,18
Na2O	1,94	2,18	1,61	1,53	1,93	1,81	2,16	1,99	1,63	1,90	1,85	2,22	2,05	2,12	1,89	2,70
K2O	0,03	0,05	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,00	0,02	0,05	0,00	0,11	0,05	0,04	0,02
<i>Sub total</i>	85,68	85,56	85,30	85,67	86,19	85,66	85,65	85,73	84,96	86,24	86,33	85,64	85,71	85,59	85,83	85,20
B2O3*	10,63	10,59	10,59	10,64	10,69	10,46	10,64	10,30	10,61	10,67	10,68	10,47	10,60	10,44	10,64	10,48
H2O*	3,67	3,65	3,65	3,67	3,69	3,61	3,67	3,55	3,66	3,68	3,69	3,61	3,66	3,60	3,67	3,61
Li2O*	0,28	0,24	0,29	0,29	0,34	0,25	0,29	0,20	0,21	0,33	0,32	0,30	0,32	0,26	0,33	0,23
<i>Total</i>	100,27	100,04	99,83	100,27	100,91	99,98	100,25	99,78	99,44	100,92	101,02	100,02	100,29	99,89	100,46	99,52
Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization																
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,95	5,98	5,99	6,01	5,92	5,97	5,98	5,83	6,04	5,91	5,87	6,07	5,98	5,96	5,90	6,03
Al	0,05	0,02	0,01	0,00	0,08	0,03	0,02	0,17	0,00	0,09	0,13	0,00	0,02	0,04	0,10	0,00
<i>T-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,01	6,00	6,00	6,00	6,04	6,00	6,00	6,00	6,07	6,00	6,00	6,00	6,03
Al	6,00	6,00	5,90	5,90	6,00	5,67	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,81	6,00	5,98	6,00	5,84
Mg	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,02	0,00	0,16
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,33	0,22	0,00	0,00	0,35	0,00	0,13	0,37	0,08	0,36	0,22	0,00	0,13	0,00	0,32	0,00
Ti	0,08	0,09	0,11	0,10	0,11	0,14	0,10	0,08	0,03	0,10	0,12	0,05	0,09	0,13	0,12	0,11
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,38	1,48	1,85	1,86	1,25	1,53	1,66	0,56	1,96	1,18	1,42	1,46	1,53	1,37	1,27	1,65
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe2+	1,02	1,05	0,84	0,84	1,06	1,16	0,91	1,84	0,79	1,13	1,02	1,28	1,03	1,32	1,06	1,07
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li*	0,19	0,16	0,19	0,19	0,22	0,17	0,19	0,13	0,14	0,22	0,21	0,20	0,21	0,17	0,21	0,15
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,06	0,04	0,28	0,27	0,06	0,33	0,09	0,05	0,17	0,07	0,14	0,15	0,12	0,14	0,07	0,03
Na	0,61	0,69	0,51	0,48	0,61	0,58	0,68	0,65	0,52	0,60	0,58	0,71	0,65	0,68	0,60	0,87
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
<i>X-site vacancy</i>	0,31	0,26	0,20	0,24	0,32	0,08	0,22	0,29	0,32	0,32	0,26	0,13	0,20	0,17	0,32	0,10
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>Tur. species</i>	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
 Structural formulas and Fe3+ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-34	Tur-35	Tur-36	Tur-37	Tur-38	Tur-39	Tur-40	Tur-41	Tur-42	Tur-43	Tur-44	Tur-45	Tur-46	Tur-47	Tur-48	Tur-49	Tur-50
<i>Oxides</i>																	
SiO ₂	35,94	36,17	36,29	33,88	36,21	36,60	36,39	35,44	35,70	36,95	35,15	36,53	35,34	36,60	35,87	36,72	36,68
TiO ₂	0,99	0,77	0,90	0,79	0,29	0,75	1,12	0,80	1,07	0,48	0,75	0,56	0,92	0,85	0,44	0,80	0,15
Al ₂ O ₃	33,62	32,36	32,76	32,24	30,95	29,99	30,33	32,04	29,70	30,81	31,95	31,22	32,83	29,25	31,79	32,68	31,26
Cr ₂ O ₃	0,00	0,07	0,05	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,14	0,09	0,13	0,05	0,11	0,04
FeO	7,38	6,87	8,39	9,88	10,32	7,70	7,63	10,98	9,94	6,76	9,65	7,49	8,74	6,97	7,59	6,24	8,25
MnO	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,11	0,05	0,00	0,05	0,00	0,03	0,01	0,07	0,00	0,05
MgO	5,44	6,72	5,22	5,37	5,28	7,44	7,21	3,60	6,23	7,62	5,40	6,96	5,04	7,99	6,73	6,92	6,62
CaO	0,64	0,63	0,34	2,07	0,21	1,29	0,90	0,09	1,65	0,16	1,11	0,50	0,88	1,43	0,88	0,57	0,54
Na ₂ O	1,87	2,06	2,10	1,28	2,12	1,98	2,20	2,24	1,69	2,49	1,71	2,26	1,76	1,95	1,98	2,12	2,04
K ₂ O	0,05	0,04	0,01	0,07	0,01	0,00	0,08	0,04	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04	0,01	0,05	0,01	0,00
<i>Subtotal</i>	85,96	85,71	86,06	85,65	85,39	85,79	85,86	85,34	86,04	85,29	85,82	85,70	85,67	85,19	85,45	86,17	85,63
B ₂ O ₃ *	10,67	10,62	10,62	10,37	10,41	10,56	10,56	10,37	10,43	10,59	10,45	10,57	10,52	10,52	10,52	10,74	10,55
H ₂ O*	3,68	3,67	3,67	3,58	3,59	3,64	3,64	3,58	3,60	3,65	3,60	3,65	3,63	3,63	3,63	3,70	3,64
Li ₂ O*	0,36	0,24	0,31	0,17	0,17	0,30	0,26	0,26	0,21	0,29	0,16	0,20	0,29	0,37	0,17	0,30	0,20
<i>Total</i>	100,67	100,24	100,66	99,76	99,56	100,29	100,33	99,55	100,28	99,82	100,03	100,12	100,11	99,71	99,77	100,91	100,02
Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization																	
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,86	5,92	5,94	5,68	6,05	6,03	5,99	5,94	5,95	6,06	5,85	6,00	5,84	6,05	5,92	5,94	6,04
Al	0,14	0,08	0,06	0,32	0,00	0,00	0,01	0,06	0,05	0,00	0,15	0,00	0,16	0,00	0,08	0,06	0,00
<i>T-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,05	6,03	6,00	6,00	6,00	6,06	6,00	6,00	6,00	6,05	6,00	6,00	6,04
Al	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,82	5,87	6,00	5,78	5,96	6,00	6,00	6,00	5,70	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,13	0,00	0,22	0,04	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,31	0,16	0,25	0,05	0,09	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,11	0,05	0,23	0,00	0,11	0,18	0,07
Ti	0,12	0,09	0,11	0,10	0,04	0,09	0,14	0,10	0,13	0,06	0,09	0,07	0,11	0,11	0,05	0,10	0,02
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe ₃₊	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,32	1,64	1,27	1,34	1,31	1,64	1,64	0,90	1,33	1,82	1,34	1,71	1,24	1,66	1,66	1,67	1,63
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe ₂₊	1,01	0,94	1,15	1,39	1,44	1,06	1,05	1,54	1,39	0,93	1,34	1,03	1,21	0,96	1,05	0,84	1,14
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li*	0,24	0,16	0,21	0,11	0,12	0,20	0,17	0,18	0,14	0,19	0,10	0,13	0,19	0,25	0,11	0,20	0,13
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,11	0,11	0,06	0,37	0,04	0,23	0,16	0,02	0,29	0,03	0,20	0,09	0,16	0,25	0,16	0,10	0,10
Na	0,59	0,65	0,67	0,42	0,69	0,63	0,70	0,73	0,55	0,79	0,55	0,72	0,56	0,62	0,63	0,67	0,65
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
<i>X-site vacancy</i>	0,29	0,23	0,27	0,20	0,27	0,14	0,12	0,25	0,16	0,18	0,24	0,18	0,27	0,12	0,20	0,23	0,25
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>Tur. species</i>	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
Structural formulas and Fe3+ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-53	Tur-54	Tur-55	Tur-56	Tur-57	Tur-58	Tur-59	Tur-60	Tur-61	Tur-62	Tur-64	Tur-65	Tur-66	Tur-67	Tur-68	Tur-69
Oxides																
SiO2	36,54	35,25	35,55	36,58	36,68	36,78	36,52	35,97	36,66	36,10	35,65	35,83	35,83	36,24	36,40	35,35
TiO2	0,91	0,72	0,59	0,82	0,70	0,55	0,55	0,96	0,81	0,90	0,89	0,90	0,64	0,54	0,46	0,77
Al2O3	32,82	32,87	31,65	31,94	32,00	32,66	31,72	28,80	31,37	32,48	32,38	33,83	30,99	31,21	29,99	31,61
Cr2O3	0,03	0,01	0,02	0,04	0,06	0,02	0,01	0,01	0,05	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00
FeO	7,41	12,40	9,66	8,34	7,83	6,36	6,59	7,68	4,68	7,39	8,45	7,03	9,12	7,22	7,31	10,91
MnO	0,01	0,07	5,45	0,06	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04	0,05	0,01	0,08
MgO	5,82	2,79	0,74	5,47	6,40	6,59	7,34	8,39	8,63	6,13	5,73	5,77	5,95	7,14	8,13	4,28
CaO	0,46	0,29	0,04	0,23	0,71	0,50	0,18	2,80	1,84	0,61	0,56	0,59	1,20	1,23	0,80	0,96
Na2O	1,96	1,98	1,95	2,14	2,02	1,86	2,51	1,23	1,58	2,06	2,17	1,98	1,95	1,84	2,26	1,88
K2O	0,01	0,06	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
<i>Subtotal</i>	85,97	86,44	85,73	85,65	86,40	85,34	85,42	85,86	85,62	85,73	85,92	86,02	85,75	85,51	85,37	85,86
B2O3*	10,67	10,43	10,44	10,57	10,67	10,65	10,60	10,50	10,72	10,61	10,55	10,68	10,47	10,56	10,50	10,41
H2O*	3,68	3,60	3,60	3,65	3,68	3,68	3,66	3,62	3,70	3,66	3,64	3,69	3,61	3,64	3,62	3,59
Li2O*	0,32	0,22	0,15	0,32	0,25	0,27	0,17	0,25	0,35	0,30	0,23	0,32	0,26	0,23	0,11	0,27
<i>Total</i>	100,64	100,68	99,93	100,19	101,00	99,95	99,84	100,22	100,38	100,30	100,34	100,71	100,09	99,94	99,60	100,12
Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization																
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,95	5,88	5,92	6,01	5,98	6,00	5,99	5,96	5,95	5,91	5,87	5,83	5,95	5,97	6,02	5,90
Al	0,05	0,12	0,08	0,00	0,02	0,00	0,01	0,04	0,05	0,09	0,13	0,17	0,05	0,03	0,00	0,10
<i>T-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,01	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,02	6,00
Al	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,58	5,94	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,85	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,25	0,33	0,12	0,19	0,12	0,28	0,12	0,00	0,00	0,18	0,16	0,32	0,01	0,02	0,00	0,12
Ti	0,11	0,09	0,07	0,10	0,09	0,07	0,07	0,12	0,10	0,11	0,11	0,11	0,08	0,07	0,06	0,10
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,41	0,69	1,35	1,34	1,55	1,60	1,79	1,65	2,03	1,50	1,41	1,40	1,47	1,75	1,86	1,07
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe2+	1,01	1,73	1,34	1,15	1,07	0,87	0,90	1,06	0,63	1,01	1,16	0,96	1,27	0,99	1,01	1,52
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li*	0,21	0,15	0,10	0,21	0,16	0,18	0,11	0,17	0,23	0,19	0,15	0,21	0,17	0,15	0,07	0,18
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,08	0,05	0,13	0,04	0,12	0,09	0,03	0,50	0,32	0,11	0,10	0,10	0,21	0,22	0,14	0,17
Na	0,62	0,64	0,63	0,68	0,64	0,59	0,80	0,39	0,50	0,65	0,69	0,62	0,63	0,59	0,73	0,61
K	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>X-site vacancy</i>	0,30	0,30	0,22	0,27	0,24	0,32	0,17	0,11	0,18	0,23	0,20	0,27	0,16	0,19	0,13	0,22
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>Tur. species</i>	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Uvite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
 Structural formulas and Fe³⁺ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-70	Tur-71	Tur-73	Tur-74	Tur-75	Tur-76	Tur-77	Tur-78	Tur-79	Tur-81	Tur-82	Tur-83	Tur-84	Tur-85	Tur-86	Tur-87
Oxides																
SiO ₂	36,19	35,52	35,52	36,66	35,87	36,06	35,76	36,32	35,76	35,50	35,52	35,68	34,97	35,39	35,48	35,26
TiO ₂	0,90	0,95	0,79	0,48	0,75	1,25	0,29	0,49	0,73	0,77	0,85	0,86	1,57	0,67	0,47	0,71
Al ₂ O ₃	30,32	33,69	32,63	31,05	31,01	31,74	31,25	32,59	33,42	33,24	32,79	32,68	28,95	32,78	32,87	33,41
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,05	0,01	0,00	0,08	0,02	0,00	0,08	0,06	0,06	0,04	0,13	0,05	0,02	0,04
FeO	7,21	8,00	8,22	6,76	7,07	8,01	10,13	9,87	7,06	8,04	7,07	8,47	5,39	7,27	8,91	7,84
MnO	0,00	0,04	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,11	0,00	0,01	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
MgO	7,52	5,01	5,80	7,69	7,43	5,84	5,23	4,44	5,96	5,32	6,45	5,28	9,68	6,29	5,31	5,42
CaO	1,46	0,47	0,60	0,05	1,40	0,32	0,56	0,08	0,68	0,44	0,79	0,50	3,32	0,72	0,59	0,74
Na ₂ O	1,83	1,81	2,03	2,60	1,75	2,13	1,92	1,99	1,87	2,08	1,90	1,87	1,11	2,01	1,92	1,83
K ₂ O	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,06	0,03	0,01	0,05	0,03	0,00	0,04
<i>Subtotal</i>	85,50	85,52	85,68	85,33	85,32	85,47	85,17	85,90	85,60	85,52	85,48	85,42	85,20	85,21	85,57	85,29
B ₂ O ₃ *	10,54	10,57	10,54	10,57	10,52	10,54	10,37	10,52	10,62	10,55	10,57	10,52	10,49	10,53	10,50	10,53
H ₂ O*	3,63	3,65	3,64	3,65	3,63	3,64	3,58	3,63	3,66	3,64	3,65	3,63	3,62	3,63	3,62	3,63
Li ₂ O*	0,26	0,28	0,20	0,16	0,20	0,27	0,10	0,19	0,28	0,27	0,21	0,23	0,30	0,21	0,16	0,26
<i>Total</i>	99,93	100,02	100,05	99,70	99,67	99,92	99,21	100,25	100,16	99,98	99,91	99,80	99,60	99,58	99,85	99,72
Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization																
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,97	5,84	5,86	6,03	5,93	5,95	5,99	6,00	5,85	5,85	5,84	5,90	5,79	5,84	5,87	5,82
Al	0,03	0,16	0,14	0,00	0,07	0,05	0,01	0,00	0,15	0,15	0,16	0,10	0,21	0,16	0,13	0,18
<i>T-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,03	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	5,87	6,00	6,00	6,00	5,96	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,45	6,00	6,00	6,00
Mg	0,13	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,00	0,36	0,20	0,02	0,00	0,11	0,17	0,34	0,30	0,30	0,19	0,26	0,00	0,22	0,29	0,32
Ti	0,11	0,12	0,10	0,06	0,09	0,15	0,04	0,06	0,09	0,10	0,11	0,11	0,20	0,08	0,06	0,09
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,72	1,23	1,43	1,89	1,79	1,44	1,31	1,09	1,45	1,31	1,58	1,30	1,84	1,55	1,31	1,33
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,99	1,10	1,13	0,93	0,98	1,10	1,42	1,36	0,97	1,11	0,97	1,17	0,75	1,00	1,23	1,08
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li*	0,17	0,18	0,13	0,10	0,13	0,18	0,07	0,13	0,18	0,18	0,14	0,15	0,20	0,14	0,11	0,17
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,26	0,08	0,11	0,01	0,25	0,06	0,10	0,01	0,12	0,08	0,14	0,09	0,59	0,13	0,10	0,13
Na	0,59	0,58	0,65	0,83	0,56	0,68	0,62	0,64	0,59	0,66	0,61	0,60	0,36	0,64	0,62	0,59
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
<i>X-site vacancy</i>	0,15	0,34	0,24	0,16	0,19	0,26	0,27	0,35	0,28	0,25	0,25	0,31	0,04	0,22	0,28	0,28
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>Tur. species</i>	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Uvite	Dravite	Dravite	Dravite

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
Structural formulas and Fe3+ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-88	Tur-89	Tur-90	Tur-91	Tur-92	Tur-93	Tur-95	Tur-96	Tur-97	Tur-99	Tur-100	Tur-101	Tur-102	Tur-103	Tur-104	Tur-105	
Oxides																	
SiO2	35,59	35,77	34,78	35,68	35,47	35,27	35,97	35,40	35,32	35,27	35,59	35,55	35,29	35,15	35,97	35,78	
TiO2	0,95	1,01	0,69	0,95	0,93	1,17	0,89	0,98	0,87	0,51	0,75	0,76	0,58	0,35	0,83	0,51	
Al2O3	33,57	31,24	32,85	31,40	29,63	30,24	31,42	30,80	31,20	30,33	32,99	30,65	32,62	32,06	32,89	31,94	
Cr2O3	0,08	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,10	0,06	0,10	0,00	0,03	0,04	0,09	0,05	
FeO	7,39	7,60	9,14	8,36	10,59	7,85	6,33	8,07	5,83	11,26	7,32	7,85	7,89	11,61	6,68	9,72	
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,04	0,01	0,05	0,02	5,19	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,05	
MgO	5,38	6,36	5,15	5,95	5,83	7,06	7,32	6,75	8,02	0,24	6,05	7,10	6,17	3,98	6,27	5,05	
CaO	0,59	0,81	1,38	0,45	0,75	1,53	0,54	1,66	1,71	0,02	0,76	1,37	0,66	0,25	0,41	0,11	
Na2O	1,94	1,89	1,51	2,42	2,23	1,88	2,35	1,64	1,71	2,45	1,92	1,82	1,99	1,95	2,18	2,20	
K2O	0,05	0,04	0,04	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00	0,05	0,01	0,02	0,02	
<i>Subtotal</i>	85,54	84,82	85,58	85,24	85,49	85,04	84,89	85,38	84,82	85,34	85,55	85,10	85,28	85,44	85,36	85,43	
B2O3*	10,60	10,46	10,46	10,47	10,32	10,42	10,53	10,46	10,50	10,27	10,58	10,44	10,49	10,32	10,61	10,43	
H2O*	3,66	3,61	3,61	3,61	3,56	3,59	3,63	3,61	3,62	3,54	3,65	3,60	3,62	3,56	3,66	3,60	
Li2O*	0,35	0,26	0,22	0,27	0,10	0,25	0,24	0,24	0,25	0,01	0,25	0,18	0,14	0,04	0,29	0,12	
<i>Total</i>	100,15	99,15	99,87	99,58	99,47	99,30	99,29	99,69	99,20	99,17	100,03	99,32	99,53	99,36	99,92	99,58	
Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization																	
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
Si	5,83	5,94	5,78	5,92	5,97	5,88	5,94	5,88	5,84	5,97	5,85	5,92	5,85	5,92	5,89	5,96	
Al	0,17	0,06	0,22	0,08	0,03	0,12	0,06	0,12	0,16	0,03	0,15	0,08	0,15	0,08	0,11	0,04	
<i>T-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	
Al	6,00	6,00	6,00	6,00	5,85	5,83	6,00	5,91	5,93	6,00	6,00	5,93	6,00	6,00	6,00	6,00	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,17	0,00	0,09	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	
Al	0,32	0,06	0,21	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,23	0,00	0,21	0,28	0,24	0,23	
Ti	0,12	0,13	0,09	0,12	0,12	0,15	0,11	0,12	0,11	0,06	0,09	0,10	0,07	0,04	0,10	0,06	
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	1,31	1,58	1,28	1,47	1,32	1,59	1,80	1,58	1,91	1,31	1,48	1,69	1,52	1,00	1,53	1,25	
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	
Fe2+	1,01	1,06	1,27	1,16	1,49	1,10	0,87	1,12	0,81	1,59	1,01	1,09	1,09	1,64	0,92	1,35	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Li*	0,23	0,17	0,15	0,18	0,07	0,16	0,16	0,16	0,16	0,01	0,17	0,12	0,09	0,03	0,19	0,08	
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
Ca	0,10	0,14	0,25	0,08	0,14	0,27	0,10	0,30	0,30	0,04	0,13	0,24	0,12	0,05	0,07	0,02	
Na	0,62	0,61	0,49	0,78	0,73	0,61	0,75	0,53	0,55	0,80	0,61	0,59	0,64	0,64	0,69	0,71	
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
<i>X-site vacancy</i>	0,27	0,24	0,26	0,13	0,13	0,12	0,15	0,17	0,14		0,25	0,17	0,23	0,32	0,23	0,27	
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
<i>Tur. species</i>	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Schorl

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
 Structural formulas and Fe3+ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-106	Tur-107	Tur-108	Tur-109	Tur-110	Tur-111	Tur-112	Tur-113	Tur-114	Tur-115	Tur-116	Tur-118	Tur-119	Tur-120	Tur-121	Tur-122
Oxides																
SiO2	36,26	35,66	35,37	35,39	35,70	35,01	37,26	36,00	35,04	35,43	36,70	35,42	35,35	36,01	35,19	35,03
TiO2	0,21	1,03	0,56	0,60	0,83	0,63	0,80	0,96	0,27	0,26	0,52	0,38	0,92	0,77	0,44	0,59
Al2O3	32,74	33,43	32,64	33,86	33,53	32,32	32,07	32,16	32,63	32,81	31,91	31,88	32,78	32,22	32,97	32,02
Cr2O3	0,00	0,07	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,08	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,08
FeO	7,29	6,90	8,19	6,95	7,41	8,98	8,91	6,92	8,35	10,09	4,48	8,86	7,70	5,73	7,80	9,07
MnO	0,05	0,00	0,05	0,05	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,06	0,00	0,05	0,04	0,03
MgO	6,33	6,05	5,85	5,76	5,42	5,58	5,08	6,62	5,65	4,40	8,60	5,80	5,64	7,31	5,90	5,62
CaO	0,64	0,59	0,32	0,88	0,50	0,72	0,64	0,72	0,45	0,62	1,45	1,12	0,72	0,79	0,72	0,48
Na2O	1,63	1,97	2,34	1,72	1,77	2,04	1,87	2,09	2,05	1,93	1,63	1,83	1,91	1,99	1,93	2,15
K2O	0,00	0,02	0,04	0,05	0,01	0,05	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02	0,07	0,03	0,04	0,05
<i>Subtotal</i>	85,15	85,72	85,40	85,26	85,22	85,39	86,64	85,57	84,51	85,61	85,31	85,37	85,09	84,93	85,05	85,12
B2O3*	10,56	10,64	10,49	10,58	10,57	10,43	10,71	10,60	10,38	10,45	10,70	10,45	10,51	10,59	10,48	10,39
H2O*	3,64	3,67	3,62	3,65	3,65	3,60	3,70	3,66	3,58	3,60	3,69	3,60	3,63	3,65	3,62	3,59
Li2O*	0,13	0,28	0,16	0,29	0,27	0,15	0,51	0,28	0,12	0,20	0,27	0,19	0,29	0,26	0,17	0,10
<i>Total</i>	99,48	100,31	99,67	99,79	99,72	99,57	101,55	100,11	98,59	99,86	99,97	99,61	99,52	99,43	99,32	99,20
Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization																
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,97	5,83	5,86	5,81	5,87	5,83	6,05	5,90	5,87	5,89	5,96	5,89	5,85	5,91	5,84	5,86
Al	0,03	0,17	0,14	0,19	0,13	0,17	0,00	0,10	0,13	0,11	0,04	0,11	0,15	0,09	0,16	0,14
<i>T-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,05	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,32	0,26	0,23	0,36	0,36	0,18	0,13	0,12	0,31	0,33	0,07	0,15	0,24	0,15	0,28	0,17
Ti	0,03	0,13	0,07	0,07	0,10	0,08	0,10	0,12	0,03	0,03	0,06	0,05	0,11	0,10	0,05	0,07
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,55	1,47	1,44	1,41	1,33	1,39	1,23	1,62	1,41	1,09	2,08	1,44	1,39	1,79	1,46	1,40
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe2+	1,00	0,94	1,13	0,95	1,02	1,25	1,21	0,95	1,17	1,40	0,61	1,23	1,07	0,79	1,08	1,27
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li*	0,09	0,19	0,11	0,19	0,18	0,10	0,33	0,19	0,08	0,14	0,18	0,13	0,19	0,17	0,12	0,07
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,11	0,10	0,06	0,15	0,09	0,13	0,11	0,13	0,08	0,11	0,25	0,20	0,13	0,14	0,13	0,09
Na	0,52	0,62	0,75	0,55	0,56	0,66	0,59	0,66	0,67	0,62	0,51	0,59	0,61	0,63	0,62	0,70
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>X-site vacancy</i>	0,37	0,27	0,18	0,29	0,35	0,20	0,30	0,20	0,24	0,26	0,23	0,21	0,25	0,22	0,24	0,21
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>Tur. species</i>	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
Structural formulas and Fe3+ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-123	Tur-124	Tur-125	Tur-127	Tur-128	Tur-129	Tur-131	Tur-132	Tur-133	Tur-134	Tur-135	Tur-136	Tur-137	Tur-138	Tur-139	Tur-140
Oxides																
SiO2	35,71	35,83	35,33	35,77	36,19	35,31	35,99	34,32	34,99	35,10	35,12	35,60	35,99	35,37	35,38	35,11
TiO2	0,68	0,80	1,05	0,97	0,49	0,55	0,66	0,88	0,93	0,86	0,67	1,12	0,96	1,02	0,89	0,85
Al2O3	32,99	31,56	32,74	30,06	32,34	31,97	30,80	33,05	32,73	33,11	31,39	30,76	30,17	33,48	33,72	32,64
Cr2O3	0,00	0,02	0,04	0,07	0,10	0,04	0,07	0,03	0,04	0,00	0,05	0,04	0,02	0,09	0,10	0,01
FeO	7,83	8,71	6,08	8,98	7,17	8,57	5,79	9,40	8,27	7,63	6,75	7,28	7,59	7,91	7,40	9,24
MnO	0,04	0,06	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,09	0,04	0,04	0,00	0,00	0,02
MgO	5,49	5,88	6,63	6,52	6,40	5,97	8,41	4,80	5,60	5,78	7,48	7,24	7,57	5,40	5,48	4,64
CaO	0,41	0,66	1,01	1,41	0,51	0,52	1,49	0,97	0,67	0,71	2,23	1,27	0,31	1,11	0,55	0,54
Na2O	2,03	2,23	1,82	1,82	1,88	2,18	1,78	1,77	2,01	1,97	1,32	1,68	2,62	1,75	1,95	1,75
K2O	0,04	0,07	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,06	0,02	0,06	0,03	0,00	0,01	0,03	0,06	0,01
<i>Sub total</i>	85,22	85,82	84,74	85,65	85,10	85,14	85,03	85,28	85,26	85,26	85,13	85,03	85,28	86,16	85,53	84,81
B2O3*	10,53	10,51	10,55	10,44	10,55	10,43	10,54	10,40	10,47	10,52	10,49	10,47	10,46	10,63	10,59	10,40
H2O*	3,63	3,63	3,64	3,60	3,64	3,60	3,64	3,59	3,61	3,63	3,62	3,61	3,61	3,67	3,65	3,59
Li2O*	0,26	0,24	0,33	0,22	0,18	0,13	0,18	0,20	0,21	0,24	0,25	0,18	0,09	0,35	0,29	0,21
<i>Total</i>	99,65	100,20	99,25	99,92	99,47	99,30	99,39	99,47	99,56	99,65	99,49	99,29	99,44	100,81	100,07	99,01
Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization																
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,89	5,92	5,82	5,95	5,96	5,88	5,93	5,73	5,81	5,80	5,82	5,91	5,98	5,78	5,81	5,87
Al	0,11	0,08	0,18	0,05	0,04	0,12	0,07	0,27	0,19	0,20	0,18	0,09	0,02	0,22	0,19	0,13
<i>T-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	6,00	6,00	6,00	5,85	6,00	6,00	5,92	6,00	6,00	6,00	5,95	5,93	5,88	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,05	0,07	0,12	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,31	0,07	0,18	0,00	0,24	0,16	0,00	0,24	0,21	0,25	0,00	0,00	0,00	0,23	0,33	0,30
Ti	0,08	0,10	0,13	0,12	0,06	0,07	0,08	0,11	0,12	0,11	0,08	0,14	0,12	0,13	0,11	0,11
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,35	1,45	1,63	1,47	1,57	1,48	1,98	1,20	1,39	1,42	1,80	1,72	1,76	1,32	1,34	1,16
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe2+	1,08	1,20	0,84	1,25	0,99	1,19	0,80	1,31	1,15	1,05	0,94	1,01	1,05	1,08	1,02	1,29
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li*	0,17	0,16	0,22	0,15	0,12	0,09	0,12	0,13	0,14	0,16	0,16	0,12	0,06	0,23	0,19	0,14
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,07	0,12	0,18	0,25	0,09	0,09	0,26	0,17	0,12	0,13	0,40	0,23	0,06	0,19	0,10	0,10
Na	0,65	0,71	0,58	0,59	0,60	0,70	0,57	0,57	0,65	0,63	0,42	0,54	0,84	0,55	0,62	0,57
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
<i>X-site vacancy</i>	0,27	0,15	0,23	0,16	0,31	0,20	0,17	0,24	0,23	0,23	0,17	0,23	0,10	0,24	0,27	0,33
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>Tur. species</i>	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl

Supplementary Material B - Representative major element compositions of tourmaline (Tur) crystals
 Structural formulas and Fe3+ contents calculated after Selway (1999)

Sample No.	Tur-141	Tur-142	Tur-143	Tur-145	Tur-146	Tur-147	Tur-148	Tur-149	Tur-150	Tur-151	Tur-153	Tur-154	Tur-155	Tur-156	Tur-157	Tur-158
Oxides																
SiO2	36,02	34,88	35,15	35,15	35,53	35,51	35,39	35,75	35,11	35,17	34,19	34,22	34,88	34,71	33,22	34,64
TiO2	0,56	1,00	1,34	1,07	0,42	0,35	0,41	0,96	0,50	0,49	1,04	0,95	0,59	0,49	1,14	0,83
Al2O3	31,06	31,57	32,35	33,69	32,96	31,53	32,65	30,43	33,48	32,56	30,77	31,36	33,00	32,95	28,85	31,01
Cr2O3	0,01	0,03	0,07	0,00	0,03	0,06	0,09	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,10	0,03	0,04	0,06
FeO	10,05	7,85	9,61	7,71	6,80	8,30	5,54	6,14	8,49	8,12	7,31	9,46	7,59	8,08	9,40	8,83
MnO	0,00	0,02	0,06	0,03	0,02	0,12	0,02	0,00	0,05	0,07	0,00	0,10	0,07	0,01	0,07	0,04
MgO	5,45	6,34	4,80	5,12	6,25	6,60	7,67	8,02	4,74	5,93	7,32	5,71	6,14	5,83	7,50	6,05
CaO	0,42	1,53	0,71	0,55	0,61	1,46	1,37	0,35	0,19	0,51	2,09	1,00	0,50	0,47	2,60	0,64
Na2O	2,30	1,63	1,73	1,85	2,05	1,70	1,81	2,63	1,95	2,02	1,38	1,99	2,17	2,02	1,33	2,21
K2O	0,00	0,01	0,04	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,06	0,03	0,06	0,02
<i>Sub total</i>	85,87	84,86	85,86	85,22	84,69	85,66	84,97	84,33	84,52	84,93	84,12	84,86	85,10	84,62	84,21	84,33
B2O3*	10,45	10,42	10,48	10,54	10,51	10,48	10,57	10,44	10,42	10,44	10,31	10,29	10,47	10,40	10,10	10,28
H2O*	3,61	3,60	3,62	3,64	3,63	3,62	3,65	3,60	3,59	3,60	3,56	3,55	3,61	3,59	3,49	3,55
Li2O*	0,15	0,26	0,21	0,30	0,24	0,15	0,22	0,15	0,19	0,11	0,17	0,10	0,13	0,08	0,00	0,11
<i>Total</i>	100,08	99,13	100,17	99,70	99,07	99,91	99,40	98,52	98,72	99,08	98,16	98,80	99,31	98,68	97,80	98,26
Structural formula based on 15 Y + Z + T cations normalization																
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,99	5,82	5,83	5,80	5,88	5,89	5,82	5,95	5,86	5,86	5,76	5,78	5,79	5,80	5,71	5,86
Al	0,01	0,18	0,17	0,20	0,12	0,11	0,18	0,05	0,14	0,14	0,24	0,22	0,21	0,20	0,29	0,14
<i>T-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	5,93	6,00	6,00	5,88	6,00	6,00	6,00	5,56	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Z-site total</i>	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al	0,08	0,02	0,15	0,34	0,30	0,05	0,15	0,00	0,44	0,25	0,00	0,02	0,25	0,30	0,00	0,04
Ti	0,07	0,13	0,17	0,13	0,05	0,04	0,05	0,12	0,06	0,06	0,13	0,12	0,07	0,06	0,15	0,11
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,35	1,58	1,19	1,26	1,54	1,63	1,88	1,92	1,18	1,47	1,72	1,44	1,52	1,45	1,49	1,52
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe2+	1,40	1,09	1,33	1,06	0,94	1,15	0,76	0,86	1,18	1,13	1,03	1,34	1,05	1,13	1,35	1,25
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li*	0,10	0,17	0,14	0,20	0,16	0,10	0,14	0,10	0,13	0,07	0,12	0,07	0,08	0,05	0,00	0,07
<i>Y-site total</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ca	0,07	0,27	0,13	0,10	0,11	0,26	0,24	0,06	0,03	0,09	0,38	0,18	0,09	0,08	0,48	0,12
Na	0,74	0,53	0,56	0,59	0,66	0,55	0,58	0,85	0,63	0,65	0,45	0,65	0,70	0,65	0,44	0,72
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
<i>X-site vacancy</i>	0,18	0,20	0,31	0,30	0,23	0,19	0,18	0,08	0,33	0,25	0,17	0,16	0,20	0,25	0,06	0,16
<i>X-site total</i>	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>OH (total)</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>Tur. species</i>	Schorl	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Schorl	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Dravite	Uvite	Dravite

SUPPLEMENTARY MATERIAL – C

Supplementary Material C - Representative analyzes of larger elements in ilmenite (Ilm) grains
Structural formulas and Fe³⁺ + calculated according to Droop (1987)

Sample No.	Ilm-05	Ilm-06	Ilm-09	Ilm-22	Ilm-24	Ilm-28	Ilm-29	Ilm-36	Ilm-42	Ilm-46	Ilm-53	Ilm-56	Ilm-58	Ilm-64	Ilm-66	Ilm-69	Ilm-76	Ilm-77
<i>Oxides</i>																		
SiO ₂	0,02	0,02	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,08	0,05	0,03	0,05	0,05	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01
TiO ₂	65,36	52,50	53,49	53,31	49,02	53,41	52,85	53,62	53,17	48,59	54,77	51,65	51,59	50,65	52,38	54,43	52,88	50,34
Al ₂ O ₃	0,05	0,04	0,10	0,13	0,04	0,09	0,06	0,02	0,08	0,17	0,03	0,04	0,04	0,03	0,27	0,09	0,14	0,09
Cr ₂ O ₃	0,01	0,08	0,03	0,03	0,04	0,07	0,05	0,05	0,05	0,10	0,05	0,01	0,04	0,05	0,08	0,03	0,01	0,04
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	3,97	0,00	0,00	0,00	0,00	5,13	1,61	0,00	0,34	2,14	2,79	0,00	0,00	3,50
FeO	30,02	42,48	41,69	41,20	41,11	41,07	40,79	38,83	40,63	40,97	29,76	43,13	42,81	42,39	32,40	39,27	37,93	28,32
MnO	0,39	0,76	0,95	0,67	0,88	0,81	0,91	0,97	0,92	0,58	0,41	0,77	0,89	0,69	1,55	1,26	3,98	16,22
MgO	0,77	1,25	1,16	1,58	1,18	1,28	1,57	2,64	1,14	1,23	10,70	1,07	1,54	1,36	7,30	1,42	1,00	0,07
CaO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,15	0,12	0,13	0,46
<i>Total</i>	96,68	97,14	97,49	96,92	96,30	96,75	96,27	96,23	96,07	96,82	97,39	96,78	97,29	97,39	96,95	96,65	96,07	99,05
<i>Structural formula based on 6 oxigens</i>																		
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	2,59	2,03	2,07	2,07	1,92	2,08	2,06	2,08	2,09	1,89	1,97	2,01	1,99	1,96	1,94	2,12	2,08	1,93
Al	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,06	0,00	0,01	0,08	0,10	0,00	0,00	0,13
Fe ²⁺	1,32	1,83	1,79	1,77	1,79	1,78	1,77	1,67	1,77	1,77	1,19	1,87	1,84	1,82	1,33	1,70	1,66	1,21
Mn	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,06	0,06	0,18	0,70
Mg	0,06	0,10	0,09	0,12	0,09	0,10	0,12	0,20	0,09	0,09	0,76	0,08	0,12	0,10	0,54	0,11	0,08	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
<i>End-member proportions</i>																		
<i>Hem</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	3,89	0,00	0,00	0,00	0,00	5,01	1,45	0,00	0,33	2,07	2,60	0,00	0,00	3,38
<i>Ilm</i>	94,44	93,41	93,22	92,18	89,58	92,98	91,64	87,22	93,20	88,95	59,56	94,14	91,85	91,21	67,17	91,16	86,71	60,98
<i>Pph</i>	1,24	1,69	2,15	1,52	1,94	1,86	2,07	2,21	2,14	1,28	0,83	1,70	1,93	1,50	3,25	2,96	9,22	35,37
<i>Geik</i>	4,32	4,90	4,62	6,30	4,58	5,17	6,29	10,57	4,66	4,76	38,16	4,16	5,89	5,22	26,98	5,88	4,07	0,27

Supplementary Material C - Representative analyzes of larger elements in ilmenite (Ilm) grains
 Structural formulas and Fe³⁺ + calculated according to Droop (1987)

Sample No.	Ilm-79	Ilm-82	Ilm-84	Ilm-86	Ilm-87	Ilm-112	Ilm-114	Ilm-116	Ilm-122	Ilm-123	Ilm-127	Ilm-138	Ilm-146	Ilm-151	Ilm-162	Ilm-166	Ilm-170	Ilm-174
Oxides																		
SiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,08	0,02	0,00	0,03	0,02	1,27	0,00	0,03	0,03	0,02	0,12	0,00
TiO ₂	53,18	54,14	50,32	49,45	52,72	53,20	44,45	48,06	97,47	54,29	49,99	51,74	43,21	50,42	54,22	65,66	53,13	53,98
Al ₂ O ₃	0,03	0,02	0,03	0,09	0,08	0,31	0,17	0,05	0,00	0,00	0,11	0,22	0,14	0,16	0,00	0,06	0,00	0,07
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,03	0,06	0,02	0,06	0,06	0,37	0,18	0,14	0,01	0,03	0,11	3,35	0,04	0,05	0,01	0,20
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	9,35	4,09	0,00	0,00	12,76	17,96	0,00	0,00	3,43	0,00	18,18	7,21	0,00	0,00	0,00	0,17
FeO	41,38	40,19	31,72	38,31	42,08	35,63	37,25	17,72	0,08	38,93	25,75	42,41	32,57	26,53	40,04	29,60	43,84	33,16
MnO	0,39	0,50	0,47	5,29	0,77	2,81	0,90	0,45	0,03	3,80	18,49	0,73	1,05	0,28	0,70	0,33	0,57	0,30
MgO	1,19	1,34	7,27	0,06	1,05	3,85	1,07	14,04	0,00	0,12	0,05	0,79	2,91	10,36	1,46	0,88	0,04	8,44
CaO	0,00	0,01	0,04	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,03
ZnO	0,00	0,05	0,05	0,73	0,03	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,03	0,06	0,00	0,08	0,00	0,00
Total	96,23	96,31	99,28	98,12	96,87	96,04	96,74	98,70	97,76	97,31	98,31	97,19	98,21	98,43	96,50	96,69	97,75	96,35
Structural formula based on 6 oxygens																		
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	2,08	2,12	1,83	1,92	2,05	2,04	1,74	1,68	3,99	2,12	1,93	2,00	1,65	1,80	2,12	2,60	2,07	1,99
Al	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,34	0,16	0,00	0,00	0,50	0,63	0,00	0,00	0,13	0,00	0,69	0,26	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ²⁺	1,80	1,75	1,28	1,65	1,82	1,52	1,62	0,69	0,00	1,69	1,10	1,83	1,38	1,05	1,74	1,30	1,90	1,36
Mn	0,02	0,02	0,02	0,23	0,03	0,12	0,04	0,02	0,00	0,17	0,80	0,03	0,05	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01
Mg	0,09	0,10	0,52	0,00	0,08	0,29	0,08	0,97	0,00	0,01	0,00	0,06	0,22	0,73	0,11	0,07	0,00	0,62
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
End-member proportions																		
Hem	0,00	0,00	8,51	4,01	0,00	0,00	12,55	15,75	0,00	0,00	3,33	0,00	17,40	6,68	0,00	0,00	0,00	0,16
Ilm	94,27	93,28	64,27	84,01	94,07	78,59	81,30	34,56	72,47	90,55	55,85	95,18	69,30	54,68	92,36	93,96	98,54	68,25
Pph	0,90	1,18	0,96	11,75	1,74	6,28	1,99	0,89	27,53	8,95	40,63	1,66	2,26	0,58	1,64	1,06	1,30	0,63
Geik	4,83	5,54	26,26	0,23	4,18	15,14	4,16	48,80	0,00	0,50	0,19	3,16	11,04	38,05	6,00	4,98	0,16	30,97

Supplementary Material C - Representative analyzes of larger elements in ilmenite (Ilm) grains
 Structural formulas and Fe³⁺ + calculated according to Droop (1987)

Sample No.	Ilm-177	Ilm-180	Ilm-186	Ilm-189	Ilm-192	Ilm-202	Ilm-207	Ilm-211	Ilm-217	Ilm-232	Ilm-233	Ilm-237
Oxides												
SiO ₂	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04
TiO ₂	64,65	38,32	52,98	49,59	54,83	49,07	52,20	52,72	97,40	52,64	57,19	52,27
Al ₂ O ₃	0,14	0,11	0,10	0,11	0,05	0,29	0,22	0,06	0,00	0,04	0,01	0,07
Cr ₂ O ₃	0,05	0,04	0,08	0,05	0,01	0,11	0,05	1,99	0,16	2,02	0,90	0,07
Fe ₂ O ₃	0,00	24,68	0,00	3,56	0,00	7,55	6,94	5,77	0,00	5,01	0,00	0,00
FeO	29,89	31,70	29,55	36,74	37,94	38,17	27,75	28,16	0,16	27,86	29,17	36,88
MnO	0,80	0,55	12,11	6,78	1,60	0,58	2,61	0,38	0,02	0,33	0,38	6,57
MgO	1,70	1,24	1,33	0,42	1,87	2,98	9,22	10,58	0,00	10,72	8,94	0,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,25	0,26	0,03	0,03	0,11	0,02	0,00	0,00	0,01	0,53
<i>Total</i>	97,28	96,65	96,43	97,52	96,33	98,85	99,12	99,71	97,74	98,64	96,62	96,46
Structural formula based on 6 oxygens												
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	2,52	1,51	2,06	1,93	2,14	1,85	1,87	1,86	3,98	1,87	2,10	2,06
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,08	0,03	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,97	0,00	0,14	0,00	0,28	0,25	0,20	0,00	0,18	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,30	1,39	1,28	1,59	1,64	1,60	1,10	1,10	0,01	1,10	1,19	1,62
Mn	0,04	0,02	0,53	0,30	0,07	0,02	0,11	0,02	0,00	0,01	0,02	0,29
Mg	0,13	0,10	0,10	0,03	0,14	0,22	0,65	0,74	0,00	0,76	0,65	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
End-member proportions												
<i>Hem</i>	0,00	24,37	0,00	3,48	0,00	7,15	6,25	5,19	0,00	4,54	0,00	0,00
<i>Ilm</i>	88,61	69,56	66,88	79,95	88,45	80,42	55,56	56,32	88,76	56,22	64,12	84,61
<i>Pph</i>	2,40	1,22	27,76	14,94	3,78	1,24	5,29	0,77	11,24	0,67	0,85	15,27
<i>Geik</i>	8,98	4,85	5,37	1,63	7,77	11,19	32,90	37,72	0,00	38,56	35,03	0,12

SUPPLEMENTARY MATERIAL – D

Supplementary Material D - Representative major element compositions of garnet (Grt) crystals

Structural formulas and Fe³⁺ contents calculated after Perkins (2007)

Sample No.	Grt-01-r	Grt-02-r	Grt-03-r	Grt-04-c	Grt-05-c	Grt-06-c	Grt-07-c	Grt-08-c	Grt-09-r	Grt-10-c	Grt-11-c	Grt-12-c	Grt-13-c	Grt-14-c
<i>Oxides</i>														
SiO ₂	41,6	41,82	40,88	42,08	41,67	42,03	42,24	41,18	27,37	42,28	41,78	42,33	42,11	41,74
TiO ₂	0,17	0,2	0,3	0,08	0,09	0,33	0,12	0,29	0,45	0,3	0,16	0,46	0,19	0,11
Al ₂ O ₃	17,84	21,26	19,51	19,9	20,9	20,11	20,96	17,46	53,48	21,32	20,64	19,61	20,75	18,45
Cr ₂ O ₃	6,27	1,93	3,48	4,43	2,85	3,65	3,03	7,38	0,03	1,9	3,43	3,9	3,53	6,09
<i>Fe₂O₃</i>														
FeO	7,71	9,04	7,82	8,68	9,17	9,11	8,22	8,07	14,17	8,76	8,8	7,69	8,49	8,54
MnO	0,4	0,41	0,3	0,46	0,55	0,5	0,35	0,53	0,03	0,29	0,48	0,39	0,44	0,54
MgO	20,6	19,81	20,26	20,06	18,16	20,47	21,21	18,82	1,71	21,06	19,25	21,33	19,58	19,48
CaO	5,49	4,56	4,38	5,09	6,88	4,43	4,22	6,57	0,03	3,99	5,68	4,48	5,85	5,81
Total	100,08	99,03	96,93	100,78	100,27	100,63	100,35	100,3	97,27	99,9	100,22	100,19	100,94	100,76
<i>Cations structure based on 8 oxigens</i>														
Si	2,996	3,017	3,013	3,003	2,998	2,998	2,997	2,992	2,081	3,010	2,998	3,017	2,996	3,002
Ti	0,009	0,011	0,017	0,004	0,005	0,018	0,006	0,016	0,026	0,016	0,009	0,025	0,010	0,006
Al	1,514	1,808	1,695	1,674	1,772	1,691	1,753	1,495	4,792	1,789	1,746	1,648	1,740	1,564
Cr	0,357	0,110	0,203	0,250	0,162	0,206	0,170	0,424	0,002	0,107	0,195	0,220	0,199	0,346
Fe ³⁺	0,119	0,026	0,043	0,062	0,060	0,073	0,070	0,065	0,000	0,052	0,046	0,049	0,048	0,075
Fe ²⁺	0,346	0,520	0,439	0,456	0,491	0,470	0,418	0,425	0,901	0,469	0,482	0,410	0,457	0,439
Mn	0,024	0,025	0,019	0,028	0,034	0,030	0,021	0,033	0,002	0,017	0,029	0,024	0,027	0,033
Mg	2,211	2,131	2,226	2,134	1,947	2,176	2,244	2,038	0,194	2,235	2,059	2,266	2,077	2,088
Ca	0,424	0,353	0,346	0,389	0,530	0,339	0,321	0,511	0,002	0,304	0,437	0,342	0,446	0,448
<i>End-member proportions</i>														
<i>Alm</i>	11,499	17,170	14,491	15,171	16,361	15,595	13,925	14,142	81,970	15,505	16,018	13,471	15,204	14,588
<i>Spes</i>	0,812	0,827	0,618	0,925	1,116	1,002	0,700	1,084	0,176	0,578	0,970	0,774	0,882	1,094
<i>Pyr</i>	73,592	70,361	73,473	70,962	64,860	72,176	74,693	67,769	17,632	73,859	68,486	74,507	69,079	69,433
<i>Gros</i>	10,677	10,769	9,887	10,887	15,654	9,551	9,368	12,713	0,221	9,160	12,707	9,549	12,927	11,692
<i>Uvar</i>	2,517	0,656	1,183	1,626	1,432	1,163	0,908	3,605	0,000	0,548	1,417	1,274	1,475	2,589
<i>Andr</i>	0,838	0,152	0,251	0,402	0,534	0,413	0,372	0,553	0,000	0,268	0,338	0,282	0,357	0,560

Supplementary Material D - Representative major element compositions of garnet (Grt) crystals

Structural formulas and Fe³⁺ contents calculated after Perkins (2007)

Sample No.	Grt-15-r	Grt-16-c	Grt-17-c	Grt-18-c	Grt-19-c	Grt-20-c	Grt-21-c	Grt-22-c	Grt-23-c	Grt-24-c	Grt-25-c	Grt-26-c	Grt-27-c	Grt-28-r
<i>Oxides</i>														
SiO ₂	40,45	42,38	42,19	42,3	41,92	42,31	42,05	41,9	42,38	42,15	42,47	38,94	42,03	41,24
TiO ₂	0,14	0,05	0,34	0,19	0,13	0,21	0,13	0,23	0,23	0,21	0,18	0,05	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	20,01	20,17	20,06	20,94	17,67	19,12	19,28	19,26	20,6	19,4	20,46	21,54	20,93	18,9
Cr ₂ O ₃	3,42	4,37	3,79	2,64	6,33	4,87	5,06	4,86	2,95	4,42	3,2	0,02	3,51	5,21
<i>Fe₂O₃</i>														
FeO	7,42	7,92	7,83	8,14	7,77	7,34	8,32	8,25	8,17	8,17	7,67	26,66	7,93	7,87
MnO	0,36	0,43	0,35	0,42	0,47	0,43	0,41	0,44	0,39	0,46	0,43	0,89	0,42	0,42
MgO	19,75	20,85	21,13	21,07	20,34	21,46	20,42	20,65	20,96	20,45	21,56	9,85	19,88	19,58
CaO	4,55	5,15	4,63	4,51	5,34	4,76	5,06	4,76	4,66	4,93	4,47	1,27	6,17	5,46
Total	96,1	101,32	100,32	100,21	99,97	100,5	100,73	100,35	100,34	100,19	100,44	99,22	100,93	98,75
<i>Cations structure based on 8 oxigens</i>														
Si	3,005	2,994	3,003	3,005	3,027	3,010	3,002	2,999	3,012	3,020	3,008	3,011	2,982	3,008
Ti	0,008	0,003	0,018	0,010	0,007	0,011	0,007	0,012	0,012	0,011	0,010	0,003	0,003	0,004
Al	1,752	1,680	1,683	1,753	1,504	1,603	1,623	1,625	1,726	1,638	1,708	1,963	1,750	1,625
Cr	0,201	0,244	0,213	0,148	0,361	0,274	0,286	0,275	0,166	0,250	0,179	0,001	0,197	0,301
Fe ³⁺	0,020	0,083	0,061	0,068	0,067	0,080	0,073	0,077	0,060	0,049	0,078	0,009	0,082	0,050
Fe ²⁺	0,441	0,385	0,405	0,415	0,403	0,357	0,424	0,416	0,425	0,441	0,376	1,715	0,388	0,430
Mn	0,023	0,026	0,021	0,025	0,029	0,026	0,025	0,027	0,023	0,028	0,026	0,058	0,025	0,026
Mg	2,187	2,196	2,242	2,231	2,189	2,276	2,173	2,203	2,221	2,184	2,276	1,135	2,103	2,129
Ca	0,362	0,390	0,353	0,343	0,413	0,363	0,387	0,365	0,355	0,378	0,339	0,105	0,469	0,427
<i>End-member proportions</i>														
<i>Alm</i>	14,631	12,858	13,405	13,773	13,273	11,804	14,090	13,826	14,063	14,539	12,468	56,903	13,008	14,285
<i>Spes</i>	0,752	0,859	0,698	0,838	0,947	0,858	0,824	0,886	0,776	0,921	0,855	1,934	0,846	0,862
<i>Pyr</i>	72,595	73,274	74,209	74,003	72,162	75,328	72,222	73,165	73,426	72,054	75,435	37,671	70,434	70,685
<i>Gros</i>	10,632	10,876	9,957	10,082	10,563	9,781	10,499	9,899	10,310	10,496	9,723	3,468	13,530	11,633
<i>Uvar</i>	1,219	1,581	1,262	0,853	2,538	1,671	1,848	1,676	0,990	1,604	1,020	0,002	1,522	2,151
<i>Andr</i>	0,123	0,535	0,362	0,393	0,467	0,489	0,471	0,472	0,360	0,313	0,444	0,016	0,636	0,357

Supplementary Material D - Representative major element compositions of garnet (Grt) crystals

Structural formulas and Fe³⁺ contents calculated after Perkins (2007)

Sample No.	Grt-29-c	Grt-30-c	Grt-31-c	Grt-32-c	Grt-33-c	Grt-34-c	Grt-35-c	Grt-36-c	Grt-37-c	Grt-38-c	Grt-39-c	Grt-40-c	Grt-41-c
<i>Oxides</i>													
SiO ₂	41,63	42,47	41,86	41,95	41,68	42,24	41,35	41,93	42,08	42,05	41,47	41,97	42,16
TiO ₂	0,16	0,36	0,06	0,06	0,14	0,18	0,2	0,15	0,46	0,05	0,05	0,15	0,34
Al ₂ O ₃	18,01	21,13	18,9	19,52	19,46	22,14	19,86	21,74	21,03	20,51	16,94	21,87	21,15
Cr ₂ O ₃	6,76	2,07	5,25	5,06	5,19	1,42	3,44	1,91	2,11	3,85	8,41	2,12	2,62
<i>Fe₂O₃</i>													
FeO	7,88	8,34	8,36	7,48	8,26	9,51	7,14	9,1	7,98	7,4	7,63	8,75	8,58
MnO	0,47	0,4	0,43	0,37	0,47	0,45	0,36	0,4	0,42	0,31	0,4	0,48	0,36
MgO	19,83	21,51	19,82	20,68	18,97	19,65	21,2	20,13	21,5	20,38	20,9	19,93	21,33
CaO	5,66	3,85	5,71	5,04	6,42	4,95	4,21	4,73	3,96	6,2	4,71	5,25	4,12
Total	100,4	100,13	100,39	100,16	100,59	100,54	97,76	100,09	99,54	100,75	100,51	100,52	100,66
<i>Cations structure based on 8 oxigens</i>													
Si	3,002	3,012	3,007	3,002	2,996	3,003	3,007	2,990	3,000	2,983	2,988	2,982	2,982
Ti	0,009	0,019	0,003	0,003	0,008	0,010	0,011	0,008	0,025	0,003	0,003	0,008	0,018
Al	1,531	1,767	1,600	1,646	1,649	1,855	1,702	1,827	1,767	1,715	1,438	1,832	1,763
Cr	0,385	0,116	0,298	0,286	0,295	0,080	0,198	0,108	0,119	0,216	0,479	0,119	0,147
Fe ³⁺	0,062	0,054	0,080	0,057	0,049	0,039	0,065	0,070	0,064	0,098	0,102	0,069	0,090
Fe ²⁺	0,413	0,441	0,422	0,390	0,448	0,526	0,370	0,473	0,412	0,341	0,358	0,451	0,417
Mn	0,029	0,024	0,026	0,022	0,029	0,027	0,022	0,024	0,025	0,019	0,024	0,029	0,022
Mg	2,132	2,274	2,123	2,206	2,033	2,083	2,298	2,140	2,285	2,155	2,244	2,111	2,249
Ca	0,437	0,293	0,440	0,386	0,494	0,377	0,328	0,361	0,303	0,471	0,364	0,400	0,312
<i>End-member proportions</i>													
<i>Alm</i>	13,717	14,534	14,024	12,987	14,909	17,458	12,245	15,765	13,617	11,408	11,965	15,068	13,909
<i>Spes</i>	0,954	0,793	0,869	0,746	0,953	0,900	0,735	0,806	0,839	0,624	0,816	0,966	0,719
<i>Pyr</i>	70,803	75,022	70,506	73,408	67,676	69,126	76,151	71,374	75,543	72,184	75,060	70,598	74,964
<i>Gros</i>	11,190	8,717	11,790	10,621	13,571	11,703	9,365	10,942	8,950	13,322	8,649	12,072	9,094
<i>Uvar</i>	2,818	0,573	2,197	1,847	2,428	0,504	1,088	0,645	0,602	1,678	2,881	0,785	0,756
<i>Andr</i>	0,455	0,267	0,590	0,370	0,401	0,249	0,356	0,420	0,324	0,765	0,613	0,457	0,465