

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PALEOMAGNETISMO DE GABROS NORITOS CAMBRIANOS E DIQUES
BASÁLTICOS DO LINEAMENTO COLATINA E EVOLUÇÃO TECTONO-
METAMÓRFICA DO COMPLEXO NOVA VENÉCIA, NAS PROXIMIDADES
DE COLATINA-ES, ORÓGENO ARAÇUAÍ**

Lucas Rodrigues Schiavetti

Orientador: Prof.Dr. Ricardo Trindade
Co-orientador: Prof.Dr. Vinícius Tieppo Meira

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2016 / 30)

SÃO PAULO
2016

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PALEOMAGNETISMO DE GABROS NORITOS CAMBRIANOS E DIQUES
BASÁLTICOS DO LINEAMENTO COLATINA E EVOLUÇÃO TECTONO-
METAMÓRFICA DO COMPLEXO NOVA VENÉCIA, NAS PROXIMIDADES
DE COLATINA-ES, ORÓGENO ARAÇUAÍ**

Lucas Rodrigues Schiavetti



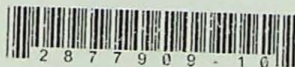
O CD-Rom encontra-se no setor de referência

Orientador: Prof.Dr. Ricardo Trindade
Co-orientador: Prof.Dr. Vinícius Tieppo Meira

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2016 / 30)

IGc-Instituto de Geociências



Paleomagnetismo de gabros noritos cambrianos e dique
basálticos do lineamento Colatina e evolução

M27117

SÃO PAULO

2016

TF
5329
LR-p

INSTITUTO DE RECURSOS HUMANOS
INSTITUTO DE RECURSOS HUMANOS

ANEXO 1 - RELATÓRIO DE GESTÃO DE RECURSOS HUMANOS
ANEXO 1 - RELATÓRIO DE GESTÃO DE RECURSOS HUMANOS
ANEXO 1 - RELATÓRIO DE GESTÃO DE RECURSOS HUMANOS
ANEXO 1 - RELATÓRIO DE GESTÃO DE RECURSOS HUMANOS



Assinatura do(a) Responsável

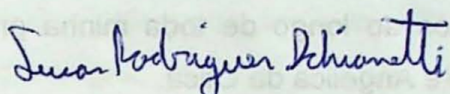
Assinatura do(a) Responsável
Assinatura do(a) Responsável

MONITORIA DE TRABALHO DE RECURSOS HUMANOS
(11/11/11)

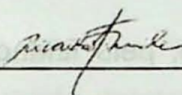
ASSINATURA
11/11

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

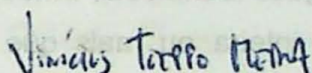
**PALEOMAGNETISMO DE GABROS NORITOS CAMBRIANOS E DIQUES
BASÁLTICOS DO LINEAMENTO COLATINA E EVOLUÇÃO TECTONO-
METAMÓRFICA DO COMPLEXO NOVA VENÉCIA, NAS PROXIMIDADES
DE COLATINA-ES, ORÓGENO ARAÇUAÍ**



Lucas Rodrigues Schiavetti



Orientador: Prof.Dr. Ricardo Trindade



Co-orientador: Prof.Dr. Vinícius Tieppo Meira

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2016 / 30)

SÃO PAULO

2016

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer o professor Ricardo pela oportunidade, pela paciência, pelos ensinamentos e pelas garrafas de cerveja em Colatina. Ao grande (rs) professor Vinícius, meus sinceros agradecimentos pela confiança, desde 2013. De São Sebastião à Ilhabela, passando pelo Espírito Santo até os desertos de La Rioja, me ensinou com paixão, sabedoria e paciência a Geologia, ciência que amamos de coração como poucos. Noise Fil

A todos os funcionários do Instituto de Geociências, desde os professores mais renomados, até o pessoal da manutenção, limpeza, portaria, biblioteca, segurança e aos motoristas da geo. Passei muitas horas da minha vida neste lugar e vocês fazem ele ser o que é, não só para mim, mas para todos que já passaram ou ainda irão passar por estes corredores. Obrigado!

Um muito obrigado ao pessoal dos laboratórios que trabalhei durante esta pesquisa: Giovanni, Dani, Plínio, Sônia e Janine do Paleomag/IAG; Paulinho e Renato da Laminação por quebrarem vários galhos ao longo de toda minha graduação; Marcos e Leandro da Microsonda pela paciência e Angélica da Ótica.

Obrigado ao pessoal da CH2M pela oportunidade de aprendizado no estágio deste ano! Marina, é nois!

Um agradecimento à Fapesp, pelo financiamento das atividades de campo deste projeto.

Agora vem a parte difícil.

Para você Gabriel Rodrigues Schiavetti, irmão de sangue, de alma e de coração. Você merece aqui uma página inteira ou mais que isso! Todo o apoio, as conversas, risadas, brigas, roles, filmes e séries, jogos do Golden, tudo. Sou eternamente grato por ter você na minha vida, meu irmão. Vamos juntos, aonde for. Ajeita esses óculos aí! Te amo!

Para minha Mama Helenice, a mulher mais sabia da Terra. Obrigado por tudo. Por me apoiar até o fim em todas as minhas decisões, pelos conselhos, por me ajudar mil vezes, pelas conversas, por aguentar mau humor e principalmente aguentar a distância. Te amo!

Para meu Pai Ivan, obrigado por sempre me apoiar e animar nas horas de desânimo, por cobrar quando necessário, por aconselhar com sabedoria e dar condições para eu conseguir fazer o que amo. Te amo pa, não importa o que aconteça!

Um beijo para o Patrick, meu nego, que não importa o tempo ruim, vai estar lá com o rabo abanando, todo feliz!

Para minha Tia e segunda mãe Rosana e sua filha Tuca, que me acolheram tão bem esse ano e que sei que posso contar sempre, amo vocês!

Um beijo também para toda minha família: Tio Ivo, Davi e Lucca, Taci e Ricardo, Vovó Ilza e Tias. No céu, mas para sempre em meu coração, Vô Rodrigues, Vô Iracema e Spike, Vô Ivar e Tia Fabiana. Lembro de todos vocês com carinho e saudades!

Um muito obrigado para os meus parceiros de Geologia: Willy e nosso roles, Victor e nosso brinde ao dia de hoje, Tim por ser o cara mais coração mole que eu conheço, Cisão por todas as caronas, vezes que quebrou meu galho e me estressou também, China e Luquinha pelas risadas e por me deixarem dormir na rep em momentos de loucura, Rony e Mari pela parceria. Contem comigo para o que precisarem na vida, desejo a vocês um futuro iluminado, de coração. Um abraço para toda a galera da 54, em especial: Dante, Flad, Crista, Aninha, Yu, Tati e Anelli. É nós! Um abraço para a galera de outros anos e outros cursos, em especial: Vaca, Léo, Gabriel, Arregão, Moles, Azeite, Atila, Dois, Paulinho, Ângelo, Gad, Tacio e Galo.

Aos meus companheiros de time: Gabriel, Tênia, Sífilis, Mel, Vera, Brit, Carla, Mocinha, Lontra, Soka, Funga e a todos que já joguei junto esses anos, obrigado por compartilharem o amor pela Geologia e pelo basquete. Foi um prazer treinar, jogar, ganhar, perder, chorar de raiva e de alegria, arrumar confusão com juiz e fazer as cervejadas do basquete com vocês! Um salve para os treinadores João e Ícaro, valeu! A GEO É GRANDE P****!

Para meus eternos amigos da vila: Rapha, Rafa, Gustavo, Cesinha, Doug e, especialmente para o querido Will neste momento, muito obrigado por fazerem parte da minha vida por tanto tempo. Valeu e contem comigo sempre! Um bjj também para a Melanie, que estava lá no começo de tudo!

Finally, a very heartfull thank you to all my New Zealand friends: Warrior Jeremy, Zac, Oriol, Stephen Smeja, Stephen Doherty, Shawn, Liang and flatmates Lauren, Heather, Paul, Jono, Caroline and Sam. I miss you and our adventures in Aotearoa and hope to see you all soon! Also, a very special thanks to the smartest girl on the planet, Isobel Archer, for all the moments, the soled legs and the support from across the Atlantic!

"There and back again"

Índice

RESUMO	1
ABSTRACT.....	1
1. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA DA PESQUISA.....	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	2
3. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO	4
3.1 Complexo Nova Venécia.....	7
3.2 Supersuítas Magmáticas.....	7
3.3 Supersuíte Fundão.....	8
3.4 Metamorfismo das rochas metassedimentares	8
4. MATERIAIS E MÉTODOS	9
4.1 Levantamento Bibliográfico.....	9
4.2 Levantamento de Campo	9
4.3 Paleomagnetismo.....	10
4.4 Petrografia.....	11
4.5 Química Mineral	12
4.6 Geotermobarometria	13
5. RESULTADOS OBTIDOS.....	13
5.1 Levantamento Bibliográfico.....	13
5.2 Levantamento de Campo	14
5.3 Paleomagnetismo.....	17
5.4 Petrografia.....	22
5.5 Química Mineral	39
5.6 Geotermobarometria	50
5.7 Dificuldades e alterações na pesquisa.....	51
6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS	52
6.1 Paleomagnetismo.....	52
6.2 Metamorfismo	54
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	57
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	58

RESUMO

Nas proximidades da cidade de Colatina, no interior do estado do Espírito Santo, estão expostas rochas do Orógeno Araçuaí, na parte setentrional da Província Mantiqueira. Um afloramento próximo à cidade de Colatina expõe paragneisses do Complexo Nova Venécia, intrudidos por rochas das Supersuítas G2, G3 e G5. As rochas gabro-noríticas da Supersuíte G5 formam uma auréola metamórfica de contato junto ao paragneisse, o que permite a relação temporal de duas fases distintas de metamorfismo. Ainda ocorrem intrusões basálticas, que seguem o Sistema de Lineamento de Colatina.

No presente trabalho foram obtidos dados paleomagnéticos, petrográficos, de química mineral, geotermobarométricos e paleomagnéticos visando uma caracterização preliminar da evolução tectono-metamórfica destas rochas. Os dados paleomagnéticos puderam confirmar as idades cretácicas para as rochas das intrusões basálticas e idades cambrianas para a Supersuíte G5. Adicionalmente, as análises acerca do metamorfismo apontaram condições de UHT (*ultrahigh-temperature*) para o evento regional (Ediacarano) e para o metamorfismo de contato Cambriano, com temperaturas na ordem de 900-1000 °C e pressões em torno de 8-9 kbar. Esses dados preliminares, integrados às observações de campo, sugerem a manutenção de condições de ultra-alta temperatura por algumas dezenas de milhões de anos (50-60 My) na crosta média do Orógeno Araçuaí, durante a transição do Neoproterozoico e o Cambriano.

ABSTRACT

Next to the city of Colatina, Espírito Santo State, several groups of rocks representing the Araçuaí Orogen, northern part of Mantiqueira Province, are exposed. The studied outcrop exposes rocks from the Nova Venécia paragneiss Complex, intruded by rocks from Supersuites G2, G3 and G5. The G5 gabbro-noritic intrusion forms a contact aureole with the host gneisses, which permits the temporal relation between two phases of metamorphism. Additionally, basalt intrusions occur in the outcrop, following the Colatina Lineament.

In the current study, paleomagnetic, petrography, mineral chemistry and geothermobarometry data was obtained in order to characterize the metamorphic and tectonic evolution of these rocks. Paleomagnetic data confirmed Cretaceous ages for the basalt intrusions and Cambrian ages for Supersuite G5. Furthermore, the geothermobarometry study indicated UHT (*ultrahigh-temperature*) conditions for both regional (Ediacaran) and contact (Cambrian) metamorphism, with temperature ranging from 900-1000 °C and pressure between 8-9 kbar. These preliminary data, along with field observations, suggest the maintenance of UHT conditions for about 50-60 My in the middle crust of the Araçuaí Orogen, during the Neoproterozoic-Cambrian transition.

1. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA DA PESQUISA

O presente Trabalho de Formatura teve como objetivo principal estabelecer trajetórias metamórficas Pressão–Temperatura–tempo (P–T–t) para rochas do Complexo Nova Venécia, e caracterizar o comportamento paleomagnético das rochas a ele associadas.

O trabalho ainda visou expor a maturidade do aluno como geólogo, fazendo com que estivesse envolvido nas diversas etapas da pesquisa, desde a elaboração do projeto inicial, até a apresentação dos relatórios parcial e final. O desenvolvimento do trabalho também exigiu ao longo do ano a imersão e o exercício de diversos campos do conhecimento geológico, adquiridos pelo orientando ao longo de sua graduação.

A pesquisa contribuirá cientificamente para o entendimento da evolução metamórfica de parte do Orógeno Araçuaí, adicionando novos dados metamórficos e paleomagnéticos à base já estabelecida. Os resultados também poderão ser comparados aos dados presentes na bibliografia, enriquecendo a discussão acerca da evolução metamórfica do Orógeno Araçuaí.

Adicionalmente, os trabalhos aqui apresentados servirão como base e terão continuidade nos próximos anos, uma vez que o autor pretende seguir a pesquisa durante a pós-graduação, juntamente ao co-orientador Prof.Dr. Vinícius Tieppo Meira na Universidade Estadual de Campinas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As rochas estudadas neste trabalho representam parte do **Cinturão Orogênico Araçuaí**. Este orógeno corresponde à parte setentrional da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981), inserida no contexto da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967). Geograficamente, o orógeno abrange o leste de Minas, o sul da Bahia e boa parte dos estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo.

Ao observarmos a configuração tectônica do supercontinente Gondwana Ocidental, vemos que o Orógeno Araçuaí, junto com o Cinturão *West-Congo*, forma um domínio orogênico contínuo de idade Brasileira-Panafricana, nomeado por Pedrosa-Soares et al. (2001, 2008) e Alkmim et al. (2006) como **Orógeno Araçuaí-West Congo** (*Araçuaí-West Congo Orogen* ou **AWCO**). O surgimento deste Orógeno ocorre por decorrência do **fechamento do paleoceano Adamastor** e seus limites foram determinados por um conjunto tectonicamente estável que conectava os crátons São Francisco e Congolês, conhecido como **ponte cratônica Bahia-Gabão**. Tais limites aproximavam a geometria original a de uma bacia de golfo (Pedrosa-Soares et al., 2011), como pode ser observado na **Figura 1**.

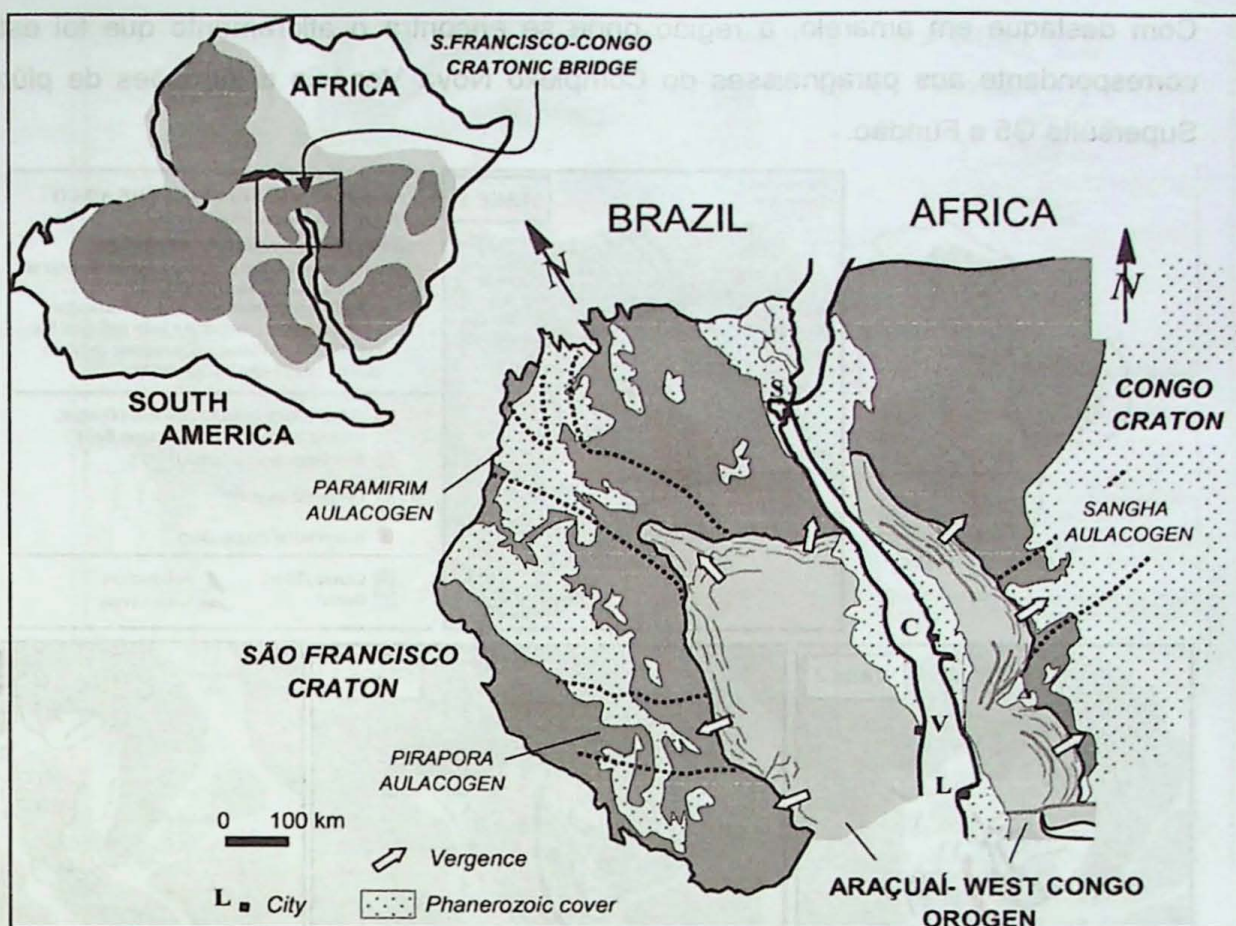


Figura 1: Reconstrução do domínio AWCO, por Alkmimet *et al.* (2006). C, Cabinda; V, Vitória; L, Luanda.

Com a abertura do Atlântico, durante o Cretáceo, o Orógeno Araçuaí manteve cerca de dois terços do orógeno original, onde podemos observar registros da deformação e do metamorfismo que afetaram as rochas sedimentares da bacia original, bem como o registro dos diversos estágios geodinâmicos (Figura 2), seus produtos magmáticos (Alkmin *et al.*, 2006) e sequências metavulcanossedimentares interpretadas como fragmentos ofiolíticos (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011).

Para Gradim *et al.* (2014), a região mais oriental do Orógeno Araçuaí representa a região de *back-arc* do Arco Rio Doce, de idade neoproterozoica e onde afloram majoritariamente rochas metassedimentares de alto grau (Noce *et al.*, 2004; Pedrosa-Soares *et al.*, 2006a; Roncato, 2009; Gradim, 2013). Este arco compreende rochas plutônicas metamorizadas de composições, principalmente, tonalíticas a granodioríticas (Supersuíte G1), rochas metasupracrustais do Grupo Rio Doce e da Formação Salinas (Tedeschi *et al.*, 2015). Completam o quadro geológico do Orógeno Araçuaí, uma zona de *mélange*, os paragneisses do Complexo Nova Venécia e as Supersuítas Magmáticas (G2 a G5), representantes das diferentes fases de evolução tectônica do orógeno (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011).

O mapa geológico ilustrado na Figura 3 mostra os diferentes litotipos da região, bem como a distribuição das Supersuítas Magmáticas e as principais estruturas encontradas.

Com destaque em amarelo, a região onde se encontra o afloramento que foi estudado, correspondente aos paragneisses do Complexo Nova Venécia e intrusões de plútons da Supersuíte G5 e Fundão.

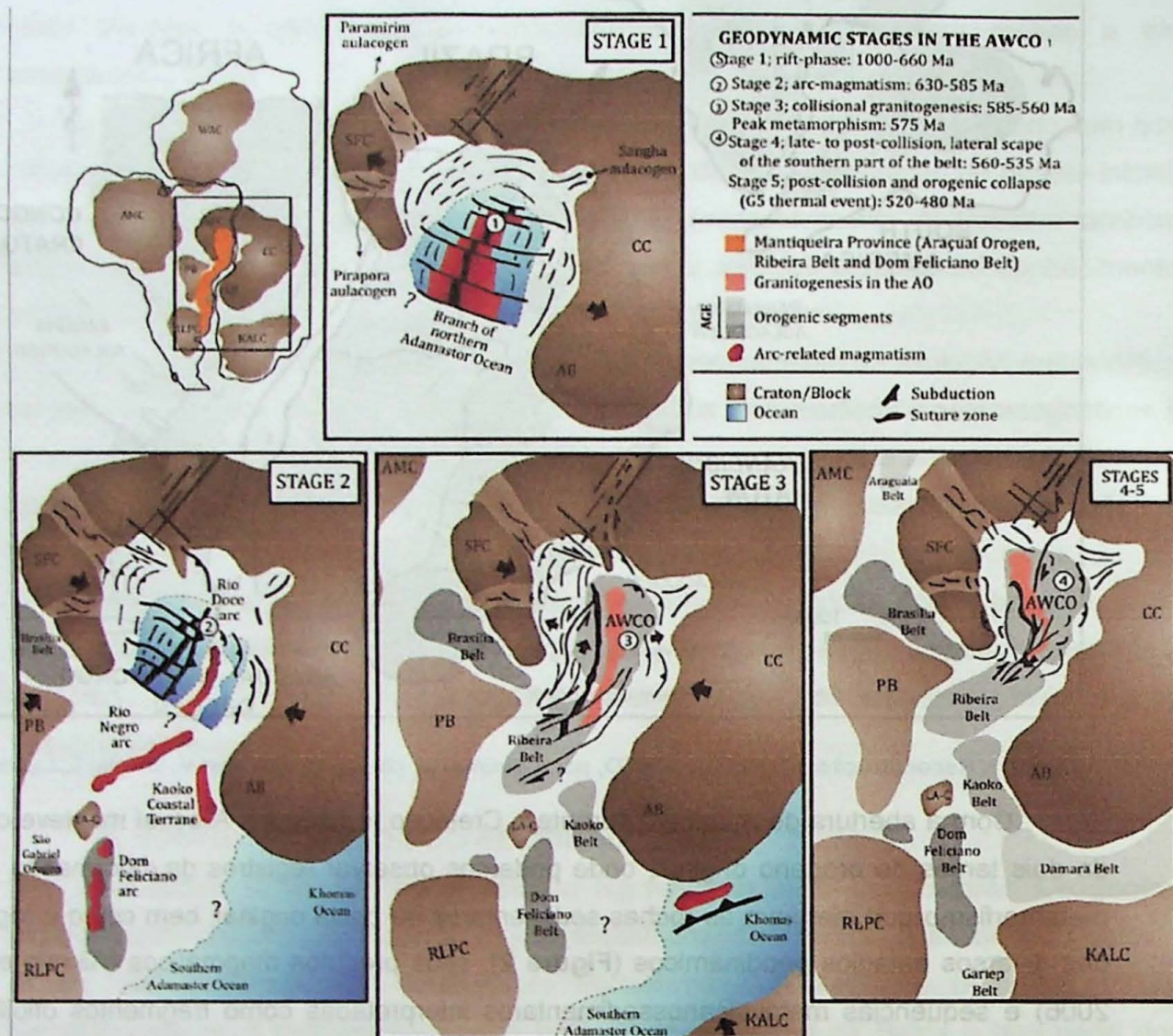


Figura 2: Desenho esquemático mostrando, de maneira simplificada, a evolução do AWCO. Extraído de Ritcher et al. (2016). Blocos: SFC-São Francisco, CC-Congo, AB-Angola, KALC-Kalahari, AMC-AMazon, PB-Paranapanema, RLPC-Rio de Plata, LC-C-Luís Alves-Curitiba.

3. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

O trabalho foi realizado próximo à cidade de Colatina, no centro do estado do Espírito Santo, localizada a cerca de 130 Km a Noroeste de Vitória, às margens do rio Doce. O acesso à cidade é feito pela BR-101 no trajeto de Vitória até a cidade de João Neiva, seguindo, através da BR-259, a partir deste ponto (Figura 4). Na parte inferior da imagem, destaca-se a região em que se localiza o afloramento que foi estudado, próximo à Vila de Baunilha. O ponto está localizado no Km 27,5 da BR-359, a cerca de 22 Km de Colatina (UTM: 342994/783473 - Zona 24K).

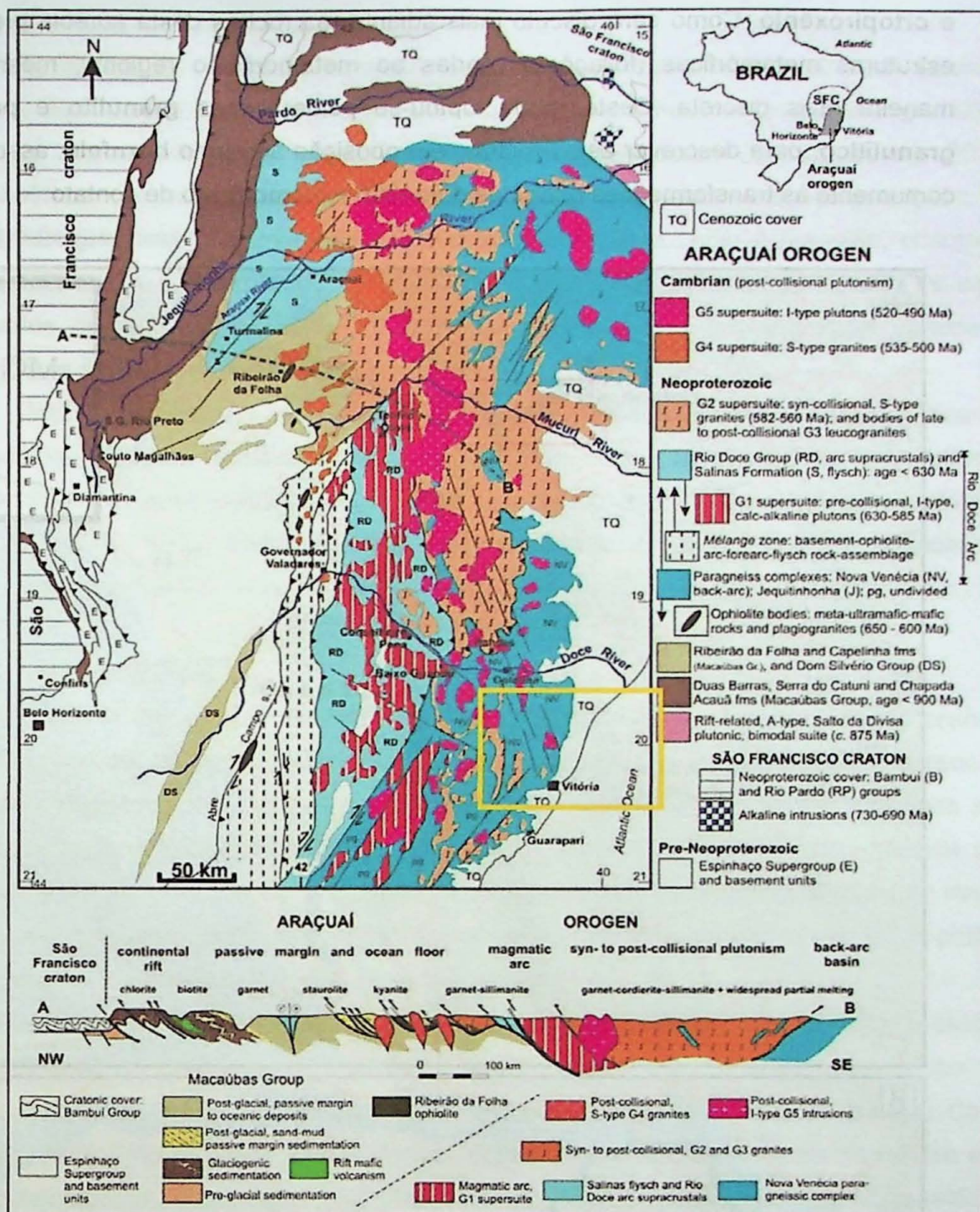


Figura 3: Mapa geológico do Orógeno Araçuaí (extraído de Pedrosa-Soares et al., 2008).

O afloramento estudado neste trabalho corresponde a um corte de estrada com cerca de 100 metros de extensão. Boa parte deste afloramento é representada pelos paragneisses do Complexo Nova Venécia, associado às rochas magmáticas das Supersuítas Magmáticas G2 e G3. O conjunto é intrudido por uma rocha gabro-norítica da Supersuíte G5 (Norito São Gabriel da Baunilha) e por três diques basálticos, pertencentes à Supersuíte Fundão. Ao redor da intrusão gabro-norítica, forma-se ainda uma auréola metamórfica, transformando os paragneisses em **espinélio-ortopiroxênio-granada granulitos** e as rochas das Supersuítas G2 e G3 em **granulitos com silimanita, cordierita**

e **ortopiroxênio**. Como será discutido mais adiante, as rochas desta auréola preservam as estruturas metamórficas (foliações) ligadas ao metamorfismo regional, mesmo que de maneira mais discreta. Deste modo, optou-se pelos termos **granulito** e **paragnaisse granulítico**, para descrever estas rochas, em oposição ao termo **hornfels**, associado mais comumente às transformações ocorridas durante o metamorfismo de contato.



Figura 4: A - Localização da cidade de Colatina e, em destaque, o trajeto partindo de Vitória. B - Destaque para a região em que se encontra o afloramento, próximo à Vila de Baunilha. Google Maps.

3.1 Complexo Nova Venécia

As rochas do Complexo Nova Venécia, interpretadas como registros da bacia de *back-arc* do Arco Rio Doce, podem ser descritas basicamente como gnaisses migmatíticos ricos em Al, associados a lentes de rochas calciossilicáticas (Gradim *et al.*, 2014). Regionalmente, representam uma **série metamórfica**, com duas variações principais: **Sil-Crd-Grt-Bt gnaisses** metamorfizados nas fácies anfibolito superior e granulito, chamados simplesmente de **paragnaisses**; e **Sil-Grd-Crd gnaisses pobres em biotita ($\pm$ opx)**, nomeados **cordierita granulitos**. O afloramento que será estudado expõe variedades distinguidas como paragnaisses (Pedrosa-Soares & Alkmin, 2015).

Petrograficamente, esta rocha conta com quantidades variáveis de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, granada, silimanita e/ou ortopiroxênio. Geralmente conta com maior quantidade de plagioclásio em relação ao feldspato alcalino e diminuição da proporção da biotita com o aumento da proporção de cordierita, granada e volume de leucossoma (Pedrosa-Soares & Alkmin, 2015).

3.2 Supersuítas Magmáticas

Como sintetizado por Gradim *et al.* (2014), as Supersuítas magmáticas representam uma longa série de eventos de geração de rochas graníticas (630-480 Ma), desde as primeiras atividades magmáticas do Arco Rio Doce, até a colocação das intrusões pós-colisionais. A chamada Supersuíte G1 representa a porção plutônica cálcio-alcalina **pré-colisional** do Arco Rio Doce e conta com rochas tonalíticas a granodioríticas e, menos frequentes, graníticas, geralmente ricas em enclaves dioríticos/máficos e pequenos plutons de rochas de composições gabronoríticas a charnockíticas.

A Supersuíte G2 inclui principalmente granitos do tipo-S formados durante o **estágio sin-colisional** do orógeno, entre **585-560 Ma**. As principais unidades deste grupo que afloram próximas à área de estudo são as rochas da Suíte Ataleia e do batólito Carlos Chagas. Ao Sul do rio Doce, onde afloram rochas de níveis crustais mais profundos e do embasamento, a Supersuíte G2 também é representada por *melts* anatéticos metaluminosos do tipo-I, caracterizados como hornblenda ortognaisses e como rochas charnockíticas com ortopiroxênio (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011). Já a Supersuíte G3 representa o **estágio tardi a pós-colisional** do orógeno e é caracterizada por leucogranitos com granada, cordierita e silimanita, ricas em estruturas de biotita *schlieren*. Estes leucogranitos são interpretados como sendo fruto da **refusão (re-melting)** dos granitos da Supersuíte G2 e, de fato, podem apresentar enclaves destas rochas. As idades dos leucogranitos variam entre **545-530 Ma** (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011).

A Supersuíte G4, representante de um evento pós-colisional, com biotita-muscovita granitos ($\pm$ granada), biotita granitos e granodioritos, com pegmatoides graníticos, ricos em enclaves de rochas metassedimentares, de magmatismo peraluminoso do tipo-S, de idades

entre 535-500 Ma. Finalmente, também segundo a revisão de Pedrosa-Soares *et al.* (2011), a Supersuíte G5 é testemunho de um **evento magmático pós-colisional** associado ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuai e é representada por diversos corpos ígneos (batólitos, diques, *sills*, plútons) com diferentes denominações locais. Na região estudada, a Supersuíte G5 é comumente caracterizada por rochas de composições que variam entre gabro-noritos e granitos, muitas das quais expõem fácies enderbíticas a charnockíticas. Geocronologicamente, os corpos ígneos da Supersuíte G5 possuem idades cambrianas a ordovicianas, entre **520-480 Ma**.

3.3 Supersuíte Fundão

A Supersuíte Fundão é um conjunto de rochas máficas como doleritos, gabronoritos e basaltos que intrudem as unidades supracitadas. Estas rochas são hospedadas nas estruturas do Sistema de Lineamento de Colatina que se estende desde Vitória até Ecoporanga, na direção NNW (Pedrosa-Soares & Alkmin, 2015).

3.4 Metamorfismo das rochas metassedimentares

Entre os trabalhos mais recentes que contribuíram para o entendimento da evolução termocronológica do Orógeno Araçuai, podemos destacar o trabalho de Munhá *et al.* (2005), onde os autores apresentam novos dados geotermobarométricos e geocronológicos para as rochas gnáissicas migmatíticas do Orógeno Araçuai: 6.5 ± 0.5 kbar, a $800-820^{\circ}\text{C}$ (geobarômetros GASP, GOSP e $\text{grt}+\text{crd}+\text{sil}+\text{qtz}$) e pressões de 6.5 ± 0.5 kbar, a $820\pm 30^{\circ}\text{C}$ (grid experimental de Spear *et al.*, 1999). Adicionalmente, os autores ainda mostram dados de termocronologia com base em dois métodos: através de modelagem da troca difusa de Fe-Mg, entre inclusões de biotita em granadas hospedeiras, onde foi obtida uma taxa de resfriamento de ($750\rightarrow 550^{\circ}\text{C}$) de $\sim 300 - 20^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$; e através de dados geocronológicos, onde foi obtida uma taxa de ($600\rightarrow 300^{\circ}\text{C}$) de $\sim 60^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Com base nestas taxas e nos dados geocronológicos também obtidos no estudo, os autores sugerem um resfriamento rápido a partir de 480 Ma ($< 10\text{Ma}$ a $\geq 60^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$), seguido de uma queda na taxa de resfriamento entre cerca de 470-420 Ma ($\sim 2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$). O período de resfriamento rápido corresponderia aos estágios iniciais de reajustamento termo-mecânico durante a evolução tardi-tectônica do orógeno. Adicionalmente, os autores ainda apontam que a reativação estrutural de zonas de cisalhamento presentes no orógeno é condizente com rápida exumação dos gnaisses e consequente justaposição com relação às unidades cratônicas, mais frias e estáveis, representando assim o colapso do orógeno.

Neste sentido, o trabalho mais recente acerca do metamorfismo do Complexo Nova Venécia é o de Ritcher *et al.* (2016). Além de novos dados geocronológicos, os autores sugerem, com base no modelamento termodinâmico, uma trajetória P-T-t com condições de pico variando entre $750-800^{\circ}\text{C}$ e pressões entre 5,3 e 7,5 kbar e condições de estabilidade

mineral com 640-800°C e pressões entre 4,5-6,0 kbar. Os autores ainda dividem o metamorfismo registrado nos cristais de zircão e monazita analisados em quatro grupos: grupo 1, registro do magmatismo inicial peraluminoso, com idades variando entre 595-570 Ma (G1 e G2); grupo 2, com idades entre 571-560 Ma, registrando o pico metamórfico do Orógeno Araçuaí que durou cerca de 15 Ma, entre 575-560 Ma; grupo 3, representando processos de granitogênese e metamorfismo tardios, com idades de 519 e 513 Ma; e grupo 4, representando o evento termal G5, em 500 Ma, que afetou tanto as rochas metagrauáticas quanto os granitos. Deste modo, os autores propõem duas possíveis razões para a manutenção da temperatura entre os estágios sin- e tardi-colisionais: a própria evolução do orógeno em sua geometria confinada e os diversos eventos colisionais e acrecionário ao Sul do Orógeno Araçuaí, no Cinturão Ribeira. Com relação a este último conceito, o fluxo de calor estaria relacionado à canalização em profundidade na crosta, com influência de diferenças na espessura e densidade crustais gerando contraste de energia potencial gravitacional, e deslocamento de porções enfraquecidas, de baixa viscosidade e parcialmente fundidas.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Levantamento Bibliográfico

Durante a execução do trabalho, foram realizados levantamentos e consultas bibliográficas visando estabelecer uma base teórica sólida acerca do contexto geológico da área estudada, servindo de base para a compilação de dados geológicos de interesse, os quais auxiliaram nas considerações e discussões que serão apresentadas. Mais especificamente, foram compilados sistematicamente dados geocronológicos e dados metamórficos de diversos trabalhos já realizados nas rochas do Orógeno Araçuaí. Estas informações foram obtidas a partir de consultas e pesquisas de teses, artigos e mapas disponíveis na biblioteca do IGc-USP e no sistema integrado de buscas SiBi-USP. Bases de dados já bem estabelecidas, como DEDALUS e SCOPUS, também foram consultadas.

Ao longo do desenvolvimento do trabalho e à medida que se mostraram necessárias, outras consultas e levantamentos semelhantes foram realizados visando a compreensão de conceitos, aplicações e métodos pertinentes ao aprendizado e ao bom andamento da pesquisa.

4.2 Levantamento de Campo

Entre os dias 4 e 8 de abril de 2016, foi realizada a atividade de campo para a região de Colatina, no Espírito Santo, para caracterização geológica e amostragem das rochas do afloramento estudado. A atividade contou com a presença do aluno e de ambos os orientadores, e transcorreu de maneira satisfatória, sem imprevistos.

Após a compartimentação do afloramento e a caracterização geológica-estrutural, foram coletadas amostras em 56 pontos para análises paleomagnéticas, distribuídas em 4 sítios paleomagnéticos diferentes e, conforme interesse, para confecção de lâminas delgadas. Adicionalmente, foram coletadas 9 amostras maiores, distribuídas ao longo do afloramento, para análises petrográficas e de geotermobarometria.

4.3 Paleomagnetismo

4.3.1 *Embasamento Teórico*

Tanto a direção quanto a intensidade do campo magnético antigo são registrados pela magnetização remanente natural (NRM) em materiais arqueológicos e geológicos, submetidos a temperaturas superiores à Temperatura de Curie (T_c) dos portadores magnéticos. A remanência adquirida quando uma rocha se forma ou quando um material arqueológico é feito ou abandonado, é chamada de magnetização primária, que deve ser paralela (ou, muito raramente, antiparalela) ao campo magnético durante sua formação. Componentes magnéticas subsequentes são chamadas de magnetizações secundárias, e podem ser de origem química (CRM), viscosa (VRM) ou termoviscosa (TVRM) (e.g. Dunlop e Özdemir, 1997).

Nos estudos paleomagnéticos deste projeto, foram utilizados os procedimentos tradicionais para investigação da estabilidade magnética e na identificação das componentes de magnetização (Collinson, 1983). Experimentalmente, a estabilidade magnética e as componentes de magnetização foram examinadas através da **desmagnetização por campos alternados (AF)** em um dispositivo LDA-3A do tipo tumbling da Agico Ltd., e através da **desmagnetização térmica**, utilizando um forno paleomagnético monocâmara da ASC Scientific. As medidas de magnetização remanente foram efetuadas, após cada passo magnético ou termal, em um magnetômetro JR-A6, da empresa AgicoLtd.

Para a identificação das componentes de magnetização, foram feitas análises vetoriais de Zijdeveld (1967) e análise por componentes principais (Kirschvink, 1980) no *software* livre Remasoft versão 3.0 (Agico: <http://www.agico.com/software/winsoft/remasoft/>). Estas rotinas de medidas e análises paleomagnéticas estão bem estabelecidas no Laboratório USPmag (IAG-USP), podendo ser amplamente visualizadas em publicações internacionais das últimas três décadas.

Também foi incluída no projeto a análise da anisotropia da susceptibilidade magnética das amostras, visando um maior controle estrutural dos litotipos, uma vez que o método pode detectar indícios de deformação mais fracos, os quais não foram fortes o suficiente para formar estruturas planares e lineares que possam ser medidas em campo.

A anisotropia magnética em rochas metamórficas resulta do realinhamento de minerais magnéticos, como magnetita e titanomagnetita (Borradaile e Henry, 1997) durante

a deformação. Em rochas anisotrópicas, esta dependência ou tensor, pode ser medida e representada por um elipsoide com três eixos principais de susceptibilidade: $K_1 > K_2 > K_3$ ($K_{max} > K_{int} > K_{min}$). De maneira geral, o eixo de susceptibilidade maior (K_{max}) coincide com a direção da lineação mineral. Analogamente, o eixo de susceptibilidade menor (K_{min}) corresponde à direção normal ao plano de xistosidade/foliação. Os dados de AMS foram analisados no software Anisoft 4.2 (Agico: <http://www.agico.com/software/winsoft/anisoft>).

4.3.2 Procedimentos analíticos

Foram coletadas amostras em quatro sítios paleomagnéticos diferentes, nominalmente os três diques basálticos da chamada Supersuíte Fundão na extremidade W do afloramento (ARA-V-01, ARA-V-02 e ARA-V-03) e a intrusão norítica (Supersuíte G5), na extremidade E (ARA-V-04). Junto ao dique maior e à intrusão norítica, foram coletadas amostras adicionais ao longo da rocha encaixante, com espaçamentos não regulares, porém com tendência crescente, com o intuito de estabelecer um controle paleomagnético dos litotipos. As imagens da **Prancha 1** mostram a distribuição da amostragem no sítio ARA-V-01 e as fotos da **Prancha 2** mostram em maior detalhe a distribuição dos pontos amostrados no sítio ARA-V-04. Ambas estão no **Anexo I** (Cd-rom).

Em um primeiro momento, foram realizadas medidas da Magnetização Remanente Natural. Após essa etapa, foram realizadas duas campanhas de desmagnetização das rochas, por campos alternados (AF) e termal. Paralelamente, foram realizadas medidas da anisotropia de suscetibilidade magnética. A tabela do **Anexo II** (Cd-rom) mostra a relação das **126** amostras e as análises paleomagnéticas realizadas em cada uma delas, bem como os passos magnéticos eternos utilizados em cada desmagnetização.

4.4 Petrografia

Durante a etapa de campo, foram feitas descrições petrográficas dos litotipos em escala mesoscópica, destacando-se os principais minerais constituintes das rochas, suas proporções relativas e as relações texturais entre eles. Das amostras descritas mesoscopicamente, foram selecionadas aquelas mais representativas para descrição microscópica, com ênfase na identificação das associações minerais e texturas. Adicionalmente, foram confeccionadas seções delgadas a partir de algumas amostras paleomagnéticas, totalizando assim **17** seções delgadas. A descrição microscópica das texturas auxiliou a seleção de **3** amostras a serem analisadas quimicamente por microsonda eletrônica. As informações acerca das seções que foram analisadas estão sintetizadas na **Tabela 1**, da seguinte forma:

Seção Delgada	Mineralogia Principal	Unidade	Análise de Química Mineral
ARA-01B	Grt+Crd+Qtz+Pl+Bt+Sil+Spl+Kfs	Granulito	X
ARA-01C	Grt+Opx+Pl+Qtz+Kfs	Granulito	
ARA-01D	Grt+Pl+Opx+Bt+Qtz+Kfs+Spl+Sil	Granulito	
ARA-01E	Grt+Pl+Qtz+Opx+Bt+Sil	Granulito	
ARA-02A	Grt+Bt+Crd+Spl+Qtz+Pl+Kfs	Granulito	
ARA-02B	Grt+Crd+Opx+Spl	Granulito	X
ARA-02D	Qtz+Kfs+Pl+Bt+Opx+Grt+Spl+Crd	Granulito	
ARA-4E	Pl+Opx+Hbl+Bt	Gabro-Norito	
ARA-4I	Pl+Opx+Bt	Gabro-Norito	
ARA-4K	Pl+Opx+Bt+Grt	Gabro-Norito	
ARA-4L	Pl+Opx+Bt	Gabro-Norito	
ARA-4M	Pl+Opx	Gabro-Norito	
ARA-4N2	Pl+Opx+Grt (fina)	Borda Gabro-Norito	
ARA-4O2	Qtz+Pl+Spl+Sil+Grt	Contato	
ARA-4P3	Grt+Crd+Opx (Spl+Sil)	Contato	
ARA-4Q2	Qtz+Sil+Grt	Contato	
ARA-4R1	Opx+Grt+Crd+Pl+Qtz	Contato	X

Tabela 1: Controle das seções delgadas confeccionadas.

Os equipamentos que foram utilizados foram os microscópios modelo Olympus BX40F-3, do laboratório de Microscopia do IGc-USP. Para as fotomicrografias, foi utilizado o microscópio Olympus BX50, equipado com câmera Infinity 1 e com o sistema analySIS Starter, do Laboratório de Óptica no Departamento de Mineralogia e Geotectônica.

4.5 Química Mineral

A análise de química mineral teve como objetivos a caracterização das fases minerais presentes, o cálculo de suas respectivas fórmulas estruturais e a identificação de possíveis zoneamentos químicos e diferentes domínios químicos micro-estruturais. Os dados de química mineral foram obtidos através do equipamento JEOL-JXA8600, no Laboratório de Microsonda Eletrônica (EPMA) do IGc-USP.

A partir dos dados de química mineral, puderam ser feitas as análises termobarométricas que servirão de base para a determinação da trajetória P-T-t.

4.6 Geotermobarometria

As estimativas geotermobarométricas foram realizadas através do método de *average P-T* (avPT), descrito em Holland & Powell (1994), utilizando-se do *software* THERMOCALC (Powell & Holland, 1985).

Segundo Powell & Holland (2008), dada uma determinada associação de minerais considerados em equilíbrio, usa-se a composição química dos *end-members* dessa associação, estabelecida em um banco de dados internamente consistente, para a obtenção de uma série de reações independentes. Para cada uma destas reações independentes, a seguinte relação de equilíbrio termodinâmico pode ser utilizada:

$$0 = \Delta G^0 + RT \ln K.$$

Nesta equação, ΔG^0 é a energia livre de Gibbs e é apenas função das variáveis de Pressão e Temperatura: $\Delta G^0 = \Delta H_{f(298)} - T\Delta S_{(298)} + P\Delta V_{(298)}$. As componentes dessa equação são calculadas internamente no *software* THERMOCALC e representam as variações de entalpia, de entropia e de volume do sistema considerado. Por sua vez, R é a constante de gases de Boltzmann, sendo T a temperatura e K o coeficiente de reação em função da composição mineral.

Associando os dados termodinâmicos entre *end-members* aos modelos de atividade mineral ($a - x$), que descrevem a distribuição dos elementos e as interações energéticas envolvidas nas fases minerais, é possível relacionar estatisticamente os dados e suas incertezas pelo método dos mínimos quadrados e assim, obter informações sobre as condições de Pressão e Temperatura de formação das rochas estudadas.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Levantamento Bibliográfico

Os levantamentos bibliográficos referentes ao desenvolvimento e à execução do projeto foram iniciados com relativa antecedência, a partir do final do ano de 2015. Foram consultadas diversas publicações, com o objetivo de familiarizar o aluno acerca do contexto geológico da área de interesse, aos métodos que seriam utilizados e aos dados já publicados sobre as rochas que compõem a região estudada. Adicionalmente, consultas a livros-texto e a outros artigos foram realizadas em paralelo às atividades laboratoriais, visando o entendimento dos conceitos aplicados nos métodos da pesquisa, bem como a atualização dos dados compilados.

Através da análise detalhada dos trabalhos realizados anteriormente na região estuda, foi possível realizar uma compilação geral de dados geocronológicos e metamórficos para as rochas do Orógeno Araçuai. As tabelas do **Anexo III** (Cd-rom) mostram os dados compilados, divididos por unidade geológica.

5.2 Levantamento de Campo

5.2.1 Compartimentação e caracterização do afloramento

O afloramento, de cerca de 100 m de extensão, se estende na direção W-E da rodovia BR-259 e foi compartimentado em três pontos, chamados de ARA-01, ARA-02 e ARA-03, com base em feições geológicas, estruturais e nas pranchas fotográficas que se encontram no **Anexo IV** (Cd-rom).

5.2.1.1 Ponto ARA-01 (UTM: 0342956/7831453 ± 3m)

A porção ocidental do afloramento, ARA-01 (**Figura 5**), é caracterizada pelo contraste entre rochas metamórficas do Complexo Nova Venécia e rochas intrusivas relacionadas às estruturas do Lineamento Colatina. São observados três diques basálticos, referidos nos trabalhos paleomagnéticos como sítios ARA-V-01, ARA-V-02 e ARA-V-03, respectivamente, e diversas fraturas paralelas a eles. Neste pacote destacou-se uma rocha granoblástica fina a média com granada, cordierita e mineral máfico, quartzo, possivelmente calciossilicática; veios e lentes métricos leucocráticos grossos e gnaisses migmatizados.

As fotos da **Prancha 3** mostram a rocha granoblástica, enquanto as **Pranchas 4 e 5** mostram imagens do dique basáltico maior e o contato com o gnaixe encaixante e imagens dos diques menores, respectivamente.

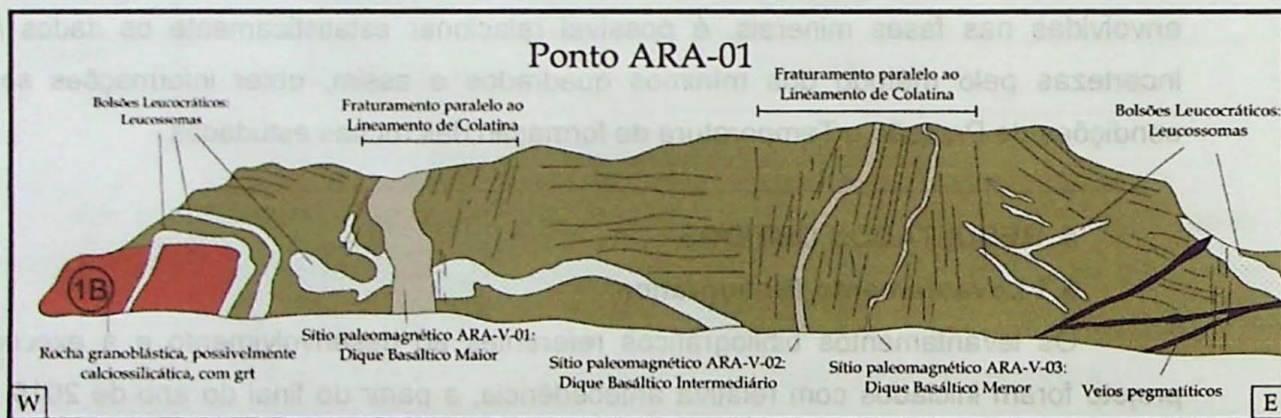


Figura 5: Perfil esquemático para o ponto ARA-01. O ponto contém os sítios paleomagnéticos ARA-V-01, 02 e 03 (diques basálticos maior, intermediário e menor respectivamente, paralelos ao Lineamento de Colatina). Perfil baseado nas fotos apresentadas nas pranchas 3, 4 e 5 e nas anotações de campo. Destaque para localização da seção ARA-1B, selecionada para geotermobarometria.

5.2.1.2 ARA-02 (UTM: 0343099/7831482 ± 6m)

A porção central do afloramento (**Figura 6**) é dominada por migmatitos metatexíticos estromáticos, com presença mais marcante de pares de leucossoma *in source* e melanossoma, como mostram as imagens das **Pranchas 6 e 7**. Estes leucossomas, que ocorrem tanto concordantes como discordantes à foliação, também podem apresentar diferenças quanto ao grau de migração com relação à rocha fonte do *melt*.

5.2.1.3 ARA-03 (UTM: 0343239/7831476 ± 3m)

Por fim, a extremidade leste do afloramento (**Figura 7**) é caracterizada pela intrusão de uma rocha gabro-norítica nos paragnaisses encaixantes (sítio paleomagnético ARA-V-04). Esta rocha foi descrita em campo como um gabro-norito maciço, com textura equigranular a inequigranular média-fina e será melhor detalhada na **seção 5.4.3**.

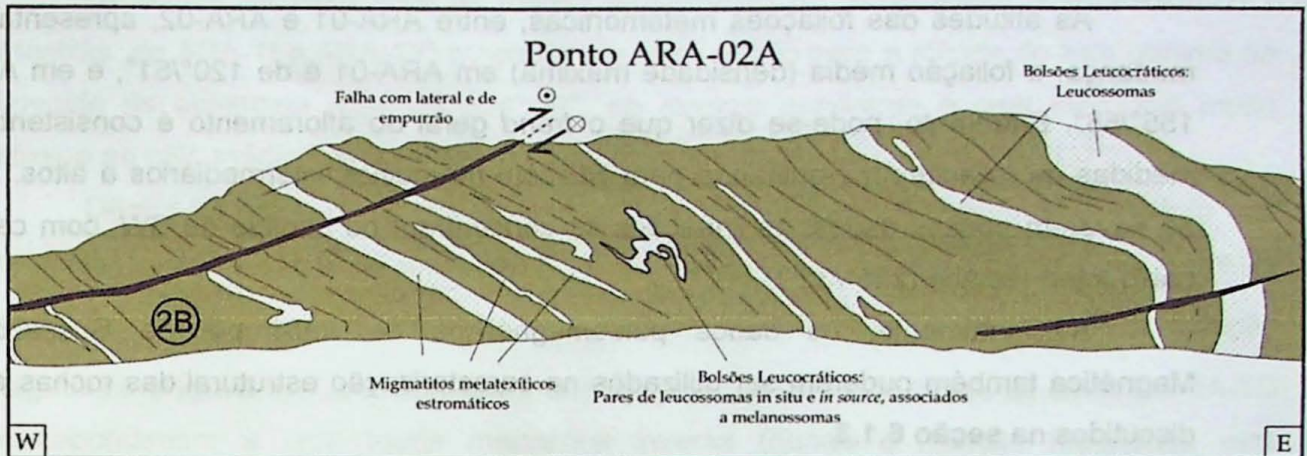


Figura 6: Perfil esquemático para a extremidade ocidental do ponto ARA-02, com destaque para as estruturas migmatíticas e falhas observadas em campo. Perfil baseado nas fotos apresentadas na prancha 6 e nas anotações de campo. Destaque para localização da seção ARA-2B, selecionada para geotermobarometria.

Diferentemente das intrusões de diques em ARA-01, o contato entre a intrusão e as rochas é difuso e parece ter havido interação entre a rocha gabro-norítica e a encaixante, ainda no estado dúctil, em profundidade e com temperaturas elevadas. Apesar do contato em escala de afloramento ser difuso, ficou mais evidente pela presença de uma rocha foliada quartzosa com mineral escuro. Neste ponto ainda estão expostas grandes porções leucocráticas grossas, acima da intrusão gabro-norítica, que também podem ser observadas nas composições fotográficas da **Prancha 7**.

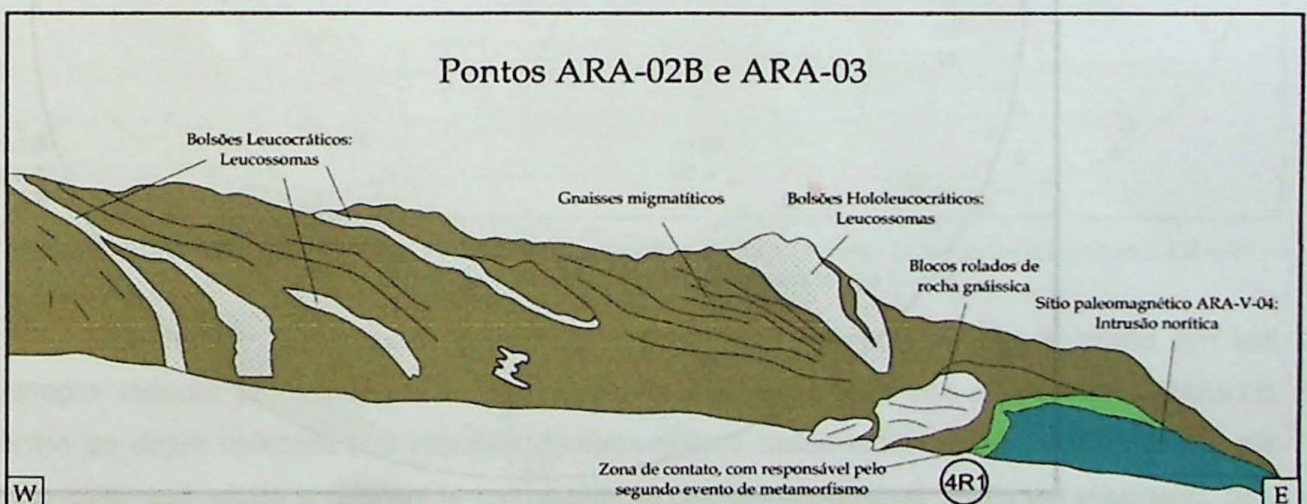


Figura 7: Perfil esquemático para a extremidade oriental do ponto ARA-02 e ponto ARA-03 (sítio paleomagnético ARA-V-04). Perfil baseado nas fotos apresentadas nas pranchas 7, 8 e nas anotações de campo. Destaque para localização da seção ARA-4R1, selecionada para geotermobarometria.

5.2.2 Tratamento Estrutural

De maneira geral, apesar de haverem ondulações incipientes ao longo do afloramento, a foliação marcada majoritariamente pelo bandamento gnáissico das rochas metamórficas apresenta atitudes gerais relativamente homogêneas ao longo do afloramento, como mostra a **Figura 8**.

As atitudes das foliações metamórficas, entre ARA-01 e ARA-02, apresentam leve mudança: a foliação média (densidade máxima) em ARA-01 é de $120^\circ/51^\circ$, e em ARA-02, $155^\circ/58^\circ$. Entretanto, pode-se dizer que o *trend* geral do afloramento é consistente, com medidas de foliações mergulhando para SE com mergulhos intermediários a altos. Apesar de haverem poucos dados, as lineações se concentram no sentido de SW, com caimento baixo-intermediário ($235^\circ/32^\circ$).

Adicionalmente, os dados paleomagnéticos de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética também puderam ser utilizados na caracterização estrutural das rochas e serão discutidos na **seção 6.1.3**.

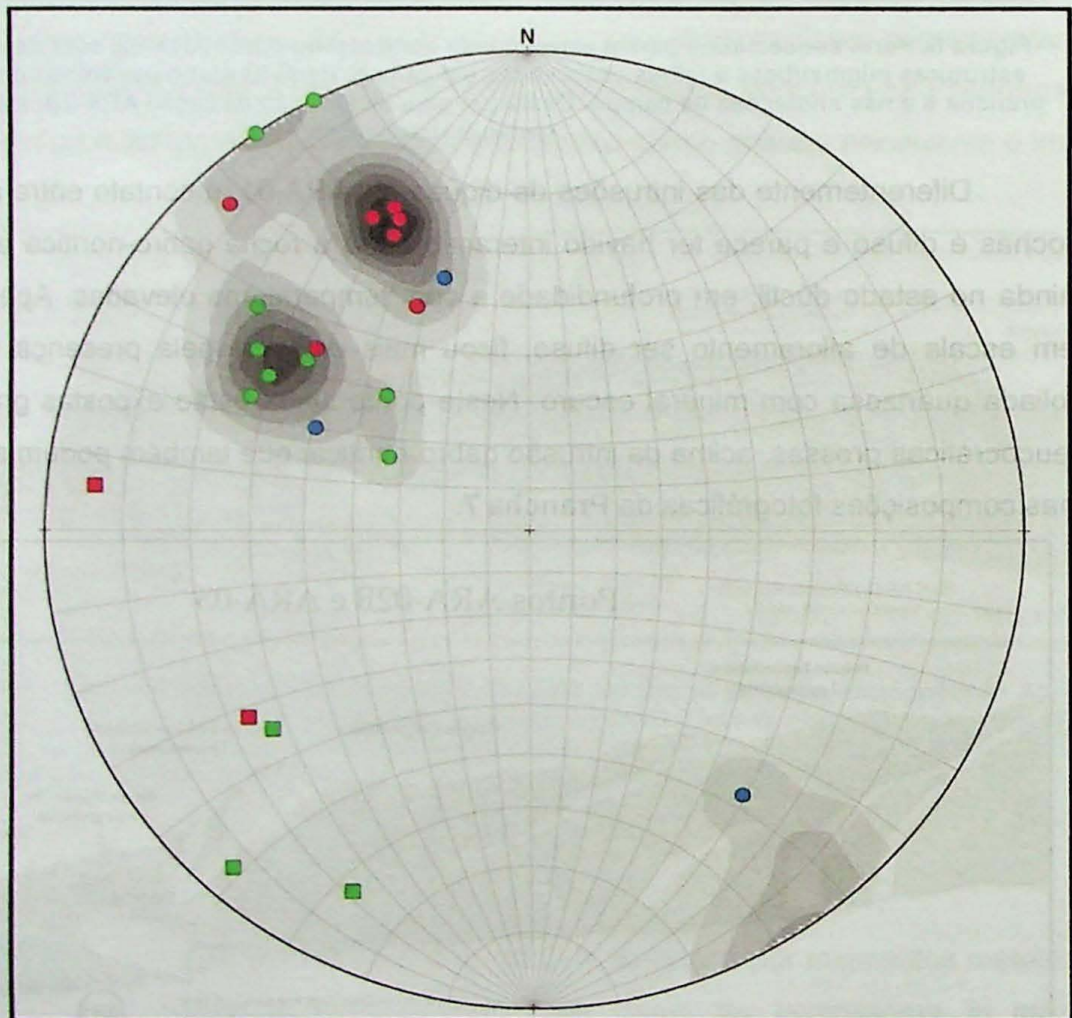


Figura 8: Estereograma Schmidt de áreas iguais (hemisfério inferior), projeção padrão no *software* utilizado (OpenStereo: <http://www.igc.usp.br/index.php?id=openstereo>), com as medidas estruturais para os pontos ARA-01 (verde), ARA-02 (vermelho) e ARA-03 (azul). Círculos representam pólos de planos de foliações e quadrados representam lineações metamórficas de estiramento mineral.

5.3 Paleomagnetismo

Os dados completos de paleomagnetismo se encontram no **Anexo V** (Cd-rom).

5.3.1 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (AMS)

Os dados de AMS para as rochas encaixantes do dique maior (sítio ARA-V-01 - amostras de ARA-1I a ARA-1Y) mostram um valor médio para a atitude do eixo mínimo do elipsoide da anisotropia K_{min} de $334^{\circ}/29^{\circ}$, no mesmo quadrante e com mergulho muito próximo ao pólo médio das foliações metamórficas medidas em campo ($300^{\circ}/27^{\circ}$).

Dentro do dique maior, as amostras 1A a 1D mostram comportamento distinto das amostras 1E a 1H. Os eixos máximos K_{max} de cada conjunto, com uma inversão entre os eixos K_{min} e K_{max} , interpretados como a direção de lineação magmática e o polo da foliação magmática (**Figura 9**). Considerando a orientação NNW-SSE do dique, as amostras 1A-1D corresponderiam a uma trama magnética inversa (quando a foliação magnética está perpendicular à direção do dique) e as amostras 1E-1H corresponderiam a uma trama normal (quando a foliação magnética está paralela à direção do dique) (ver Rochette *et al.*, 1999).

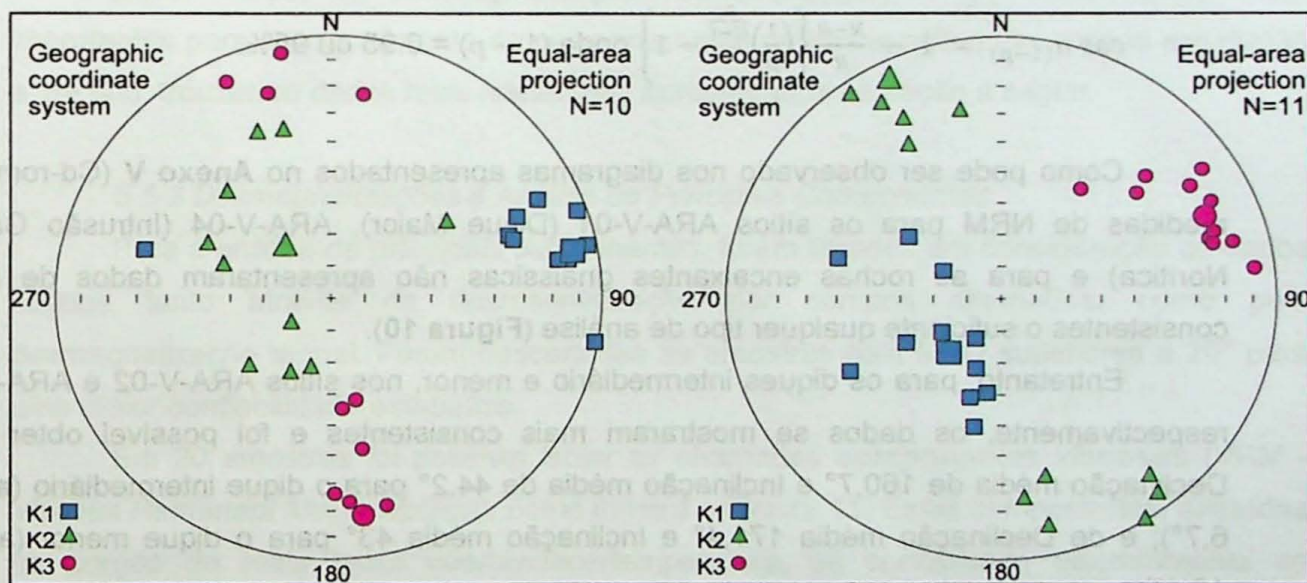


Figura 9: Diferenças nas medidas de AMS para o interior do dique maior (sítio paleomagnético ARA-V-01). À esquerda, amostras de A a D; à direita, de E a H.

Esta relação pode estar associada a processos internos do dique, como em um exemplo descrito por Féménias *et al.* (2004), no qual a rotação dos elementos estruturais dentro do dique refletem sua intrusão durante evento deformacional. Alternativamente, ela pode estar associada a diferentes estruturas de domínios entre os grãos de magnetita dos dois setores do dique, o primeiro correspondendo a grãos finos em estado de domínio simples e o outro a grãos mais grossos multi-domínio (ver Rochette *et al.*, 1999). Mas neste caso, era de se esperar simultaneamente uma variação textural nas rochas que não é observada nem em campo nem em lâmina delgada.

Já para o sítio ARA-V-04, o valor médio, nas rochas encaixantes, do eixo K_{min} é de $333^\circ/01^\circ$, concordante com o valor médio de K_{min} de $348^\circ/12^\circ$ para o corpo gabro-norítico, sugerindo uma intrusão paralela à estrutura da rocha encaixante.

5.5.2 Magnetização Remanente Natural - NRM

Entre os principais parâmetros que foram analisados no *software* Remasoft e levados em conta na interpretação dos dados que serão apresentados, destacam-se:

- **N**: número de amostras consideradas;
- **Declinação**: Declinação do vetor médio;
- **Inclinação**: Inclinação do vetor médio;
- **R**: Comprimento do vetor resultante após acréscimo de N vetores unitários; R será sempre $\leq N$ e tende a N apenas quando os vetores estiverem agrupados;
- **K**: melhor estimativa do parâmetro de precisão

$$k = \frac{N - 1}{N - R}$$

- **a95 (MAD - Maximum Angular Deviation)**: angulo máximo dentro do qual a média real desconhecida possui uma nível de confiança de 95%:

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N-R}{R} \left\{ \left(\frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\} \text{ onde } (1-p) = 0.95 \text{ ou } 95\%.$$

Como pode ser observado nos diagramas apresentados no **Anexo V** (Cd-rom), as medidas de NRM para os sítios ARA-V-01 (Dique Maior), ARA-V-04 (Intrusão Gabro-Norítica) e para as rochas encaixantes gnáissicas não apresentaram dados de NRM consistentes o suficiente qualquer tipo de análise (**Figura 10**).

Entretanto, para os diques intermediário e menor, nos sítios ARA-V-02 e ARA-V-03 respectivamente, os dados se mostraram mais consistentes e foi possível obter uma Declinação média de $160,7^\circ$ e Inclinação média de $44,2^\circ$ para o dique intermediário (**a95** = $6,7^\circ$); e de Declinação média $171,4^\circ$ e Inclinação média 43° para o dique menor (**a95** = $16,1^\circ$).

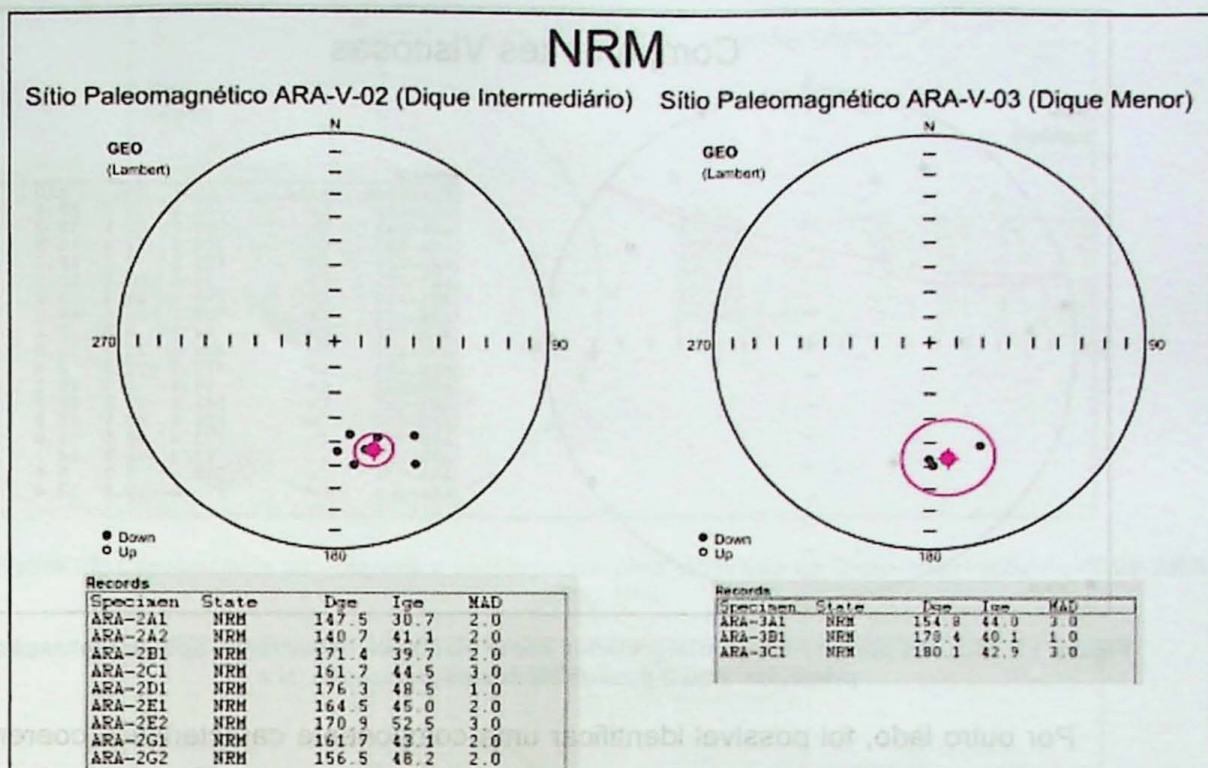


Figura 10: Medidas de NRM para os sítios paleomagnéticos ARA-V-02 e ARA-V-03.

Deste modo, as desmagnetizações subsequentes se mostraram ainda mais importantes para o entendimento do comportamento paleomagnético das rochas estudadas e, de fato, trouxeram dados mais relevantes, apresentados na seção a seguir.

5.5.3 Desmagnetizações e Análise de Principais Componentes

Para a análise de principais componentes, foram levados em consideração os dados obtidos tanto através da desmagnetização por campos alternados, como pela desmagnetização termal. Foram descartadas as amostras com MAD superiores a 20° para uma maior confiabilidade estatística.

Em 20 amostras foi possível isolar as chamadas **componentes viscosas** (VRM - *Viscous Remanent Magnetization*), como mostra a **Figura 11**. Estas componentes, extraídas na porção de mais baixa coercividade/temperatura, se concentram discretamente no quadrante NW e possuem inclinações baixas, geralmente entre +20° e -20°. Estas componentes podem estar associadas a induções magnéticas recentes heterogêneas:

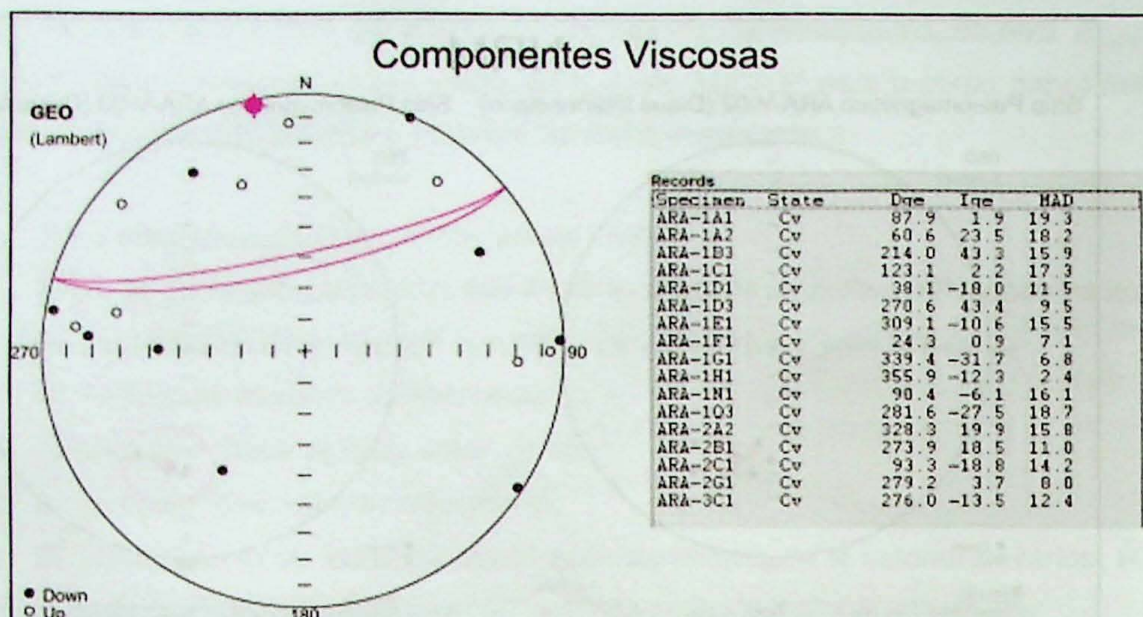


Figura 11: Plot das componentes interpretadas como viscosas, observadas após a realização dos primeiros 2 ou 3 passos da desmagnetização. N = 17.

Por outro lado, foi possível identificar uma componente característica coerente para cada um dos três nos diques basálticos (sítios ARA-V-01, ARA-V-02 e ARA-V-03), no interior e também na parte mais externa da intrusão gabro-norítica (sítio ARA-V-04), como segue nas Figuras de 12 a 16:

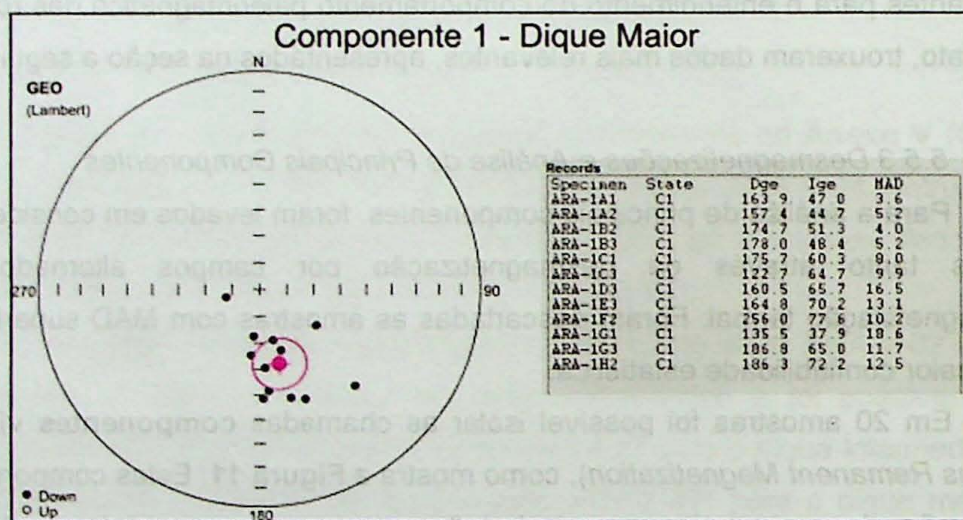


Figura 12: Componente característica estabelecida para amostras do Dique Maior (Sítio ARA-V-01). N=12.

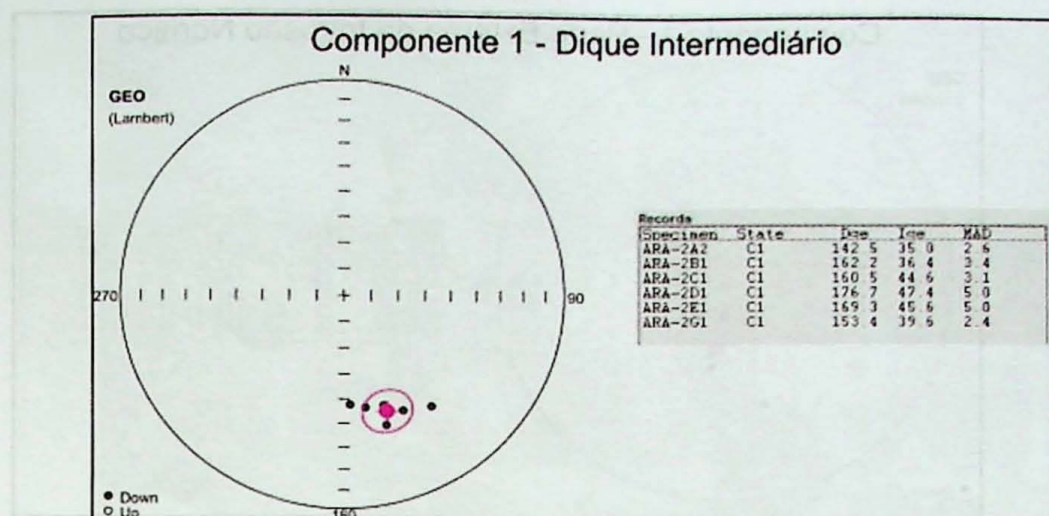


Figura 13: Componente característica estabelecida para amostras do Dique Intermediário (Sítio ARA-V-02). N=6.

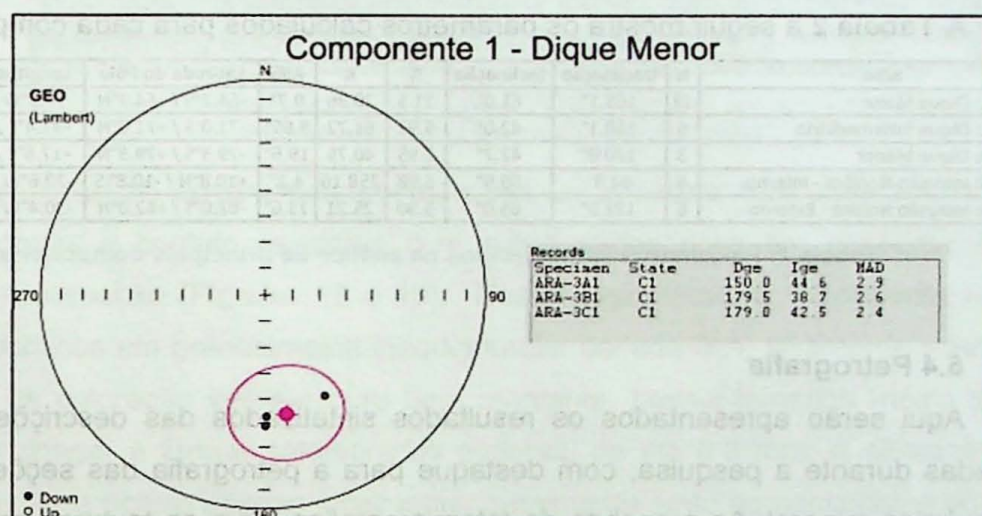


Figura 14: Componente característica estabelecida para amostras do Dique Menor (Sítio ARA-V-03). N=3.

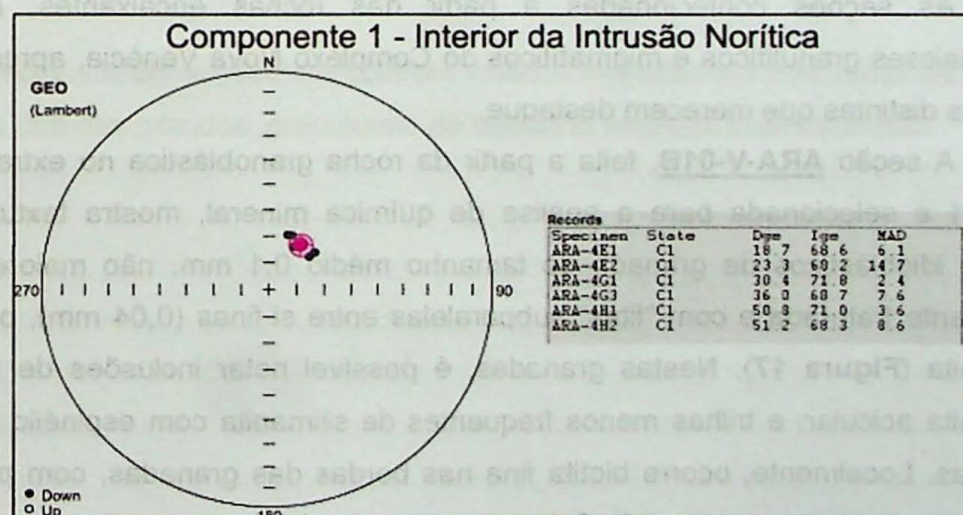


Figura 15: Componente característica estabelecida para amostras no interior da intrusão gabro-norítica (Sítio ARA-V-04). N=6.

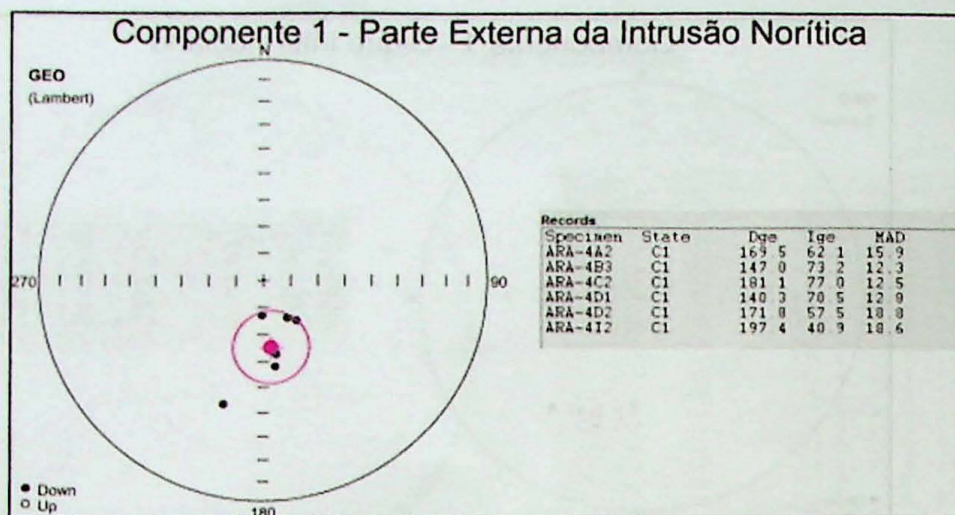


Figura 16: Componente característica estabelecida para amostras na parte mais externa da intrusão gabro-norítica (Sítio ARA-V-04). N=6.

A Tabela 2 a seguir mostra os parâmetros calculados para cada componente obtida:

Sítio	N	Declinação	Inclinação	R	K	A95	Latitude do Pólo	Longitude do Pólo	dp	dm
ARA-V-01: Dique Maior	12	165.1°	61.0°	11.5	20.96	9.7°	-64.2°S / +64.2°N	-14.8°W / +165.2°E	11.4°	14.9°
ARA-V-02: Dique Intermediário	6	160.1°	42.0°	5.92	61.72	8.65°	-71.0°S / +71.0°N	+31.4°E / -148.6°W	6.5°	10.5°
ARA-V-03: Dique Menor	3	170.0°	42.7°	2.95	40.75	19.6°	-79.3°S / +79.3°N	+17.6°E / -162.4°W	14.9°	24.2°
ARA-V-04: Intrusão Norítica - Interno	6	34.9°	69.9°	5.98	258.16	4.2°	+10.8°N / -10.8°S	-20.6°W / +159.4°E	6.2°	7.2°
ARA-V-04: Intrusão Norítica - Externo	6	172.9°	65.0°	5.80	25.21	13.6°	-62.0°S / +62.0°N	-30.4°W / +149.6°E	17.7°	21.9°

Tabela 2: Parâmetros estabelecidos na análise de principais componentes.

5.4 Petrografia

Aqui serão apresentados os resultados sintetizados das descrições petrográficas realizadas durante a pesquisa, com destaque para a petrografia das seções selecionadas para química mineral. As pranchas de fotomicrografias, com as texturas características de cada seção, estão no **Anexo VI** (Cd-rom).

5.4.1 Ponto ARA-01 (seções ARA-V-01B, ARA-V-01C, ARA-V-01D, ARA-V-01E)

As seções confeccionadas a partir das rochas encaixantes, majoritariamente paragneisses granulíticos e migmatíticos do Complexo Nova Venécia, apresentam algumas texturas distintas que merecem destaque.

A seção **ARA-V-01B**, feita a partir da rocha granoblástica no extremo W do ponto ARA-01 e selecionada para a análise de química mineral, mostra textura marcada por cristais idioblásticos de granada de tamanho médio 0,1 mm, não maiores que 2,5 mm, localmente fraturada e com "fitas" subparalelas entre si finas (0,04 mm), possivelmente de silimanita (**Figura 17**). Nestas granadas, é possível notar inclusões de aglomerados de silimanita acicular, e trilhas menos frequentes de silimanita com espinélio nas partes mais externas. Localmente, ocorre biotita fina nas bordas das granadas, com pleocroísmo forte avermelhado, de tamanho médio 0,4 mm, mas podendo chegar a 1,3mm.

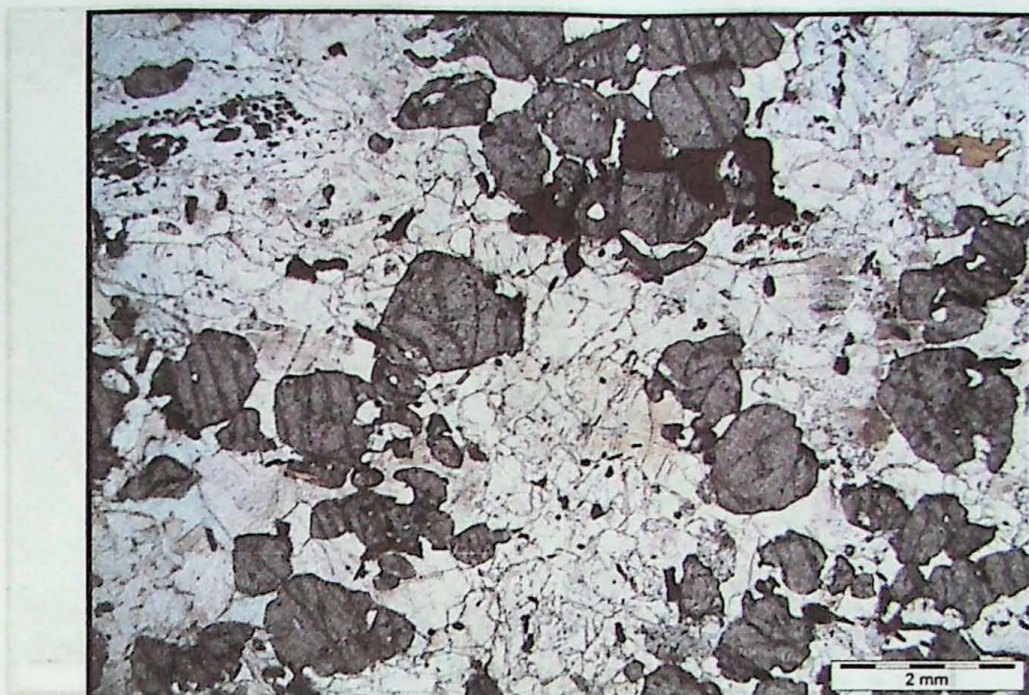


Figura 17: Textura granoblástica da seção ARA-V-01B, marcada por granadas idioblásticas e aglomerados ricos em cordierita e espinélio.

Alguns grãos de granada ocorrem em uma textura bem marcada, onde podem formar coronas e contatos regulares com aglomerados ricos em cordierita, espinélio e, localmente, silimanita (**Figuras 18 e 19**). Nestes aglomerados, a cordierita aparece com halos pleocroicos em granulometria inequigranular seriada fina, levemente orientadas. Já o espinélio, de coloração verde-escura bem marcante, possui tamanho médio de 0,05 mm mas pode chegar a formar aglomerados maiores, de até 0,3 mm. A silimanita apresenta hábito acicular e ocorre apenas localmente, geralmente junto ao espinélio, e pode chegar a até 0,3 mm no eixo maior em aglomerados onde é mais abundante.

As granadas estão em matriz inequigranular seriada média-fina rica em k-felspató perítico xenoblástico intersticial, com cristais chegando a 2,5 mm. Localmente, estes cristais apresentam inclusões de aglomerados com textura simplectítica, com cordierita e biotita muito fina.

Como minerais acessórios ocorrem opacos majoritariamente, tanto na matriz como nas bordas das das grandas, granulares, de tamanho médio 0,1 mm, e zircão.

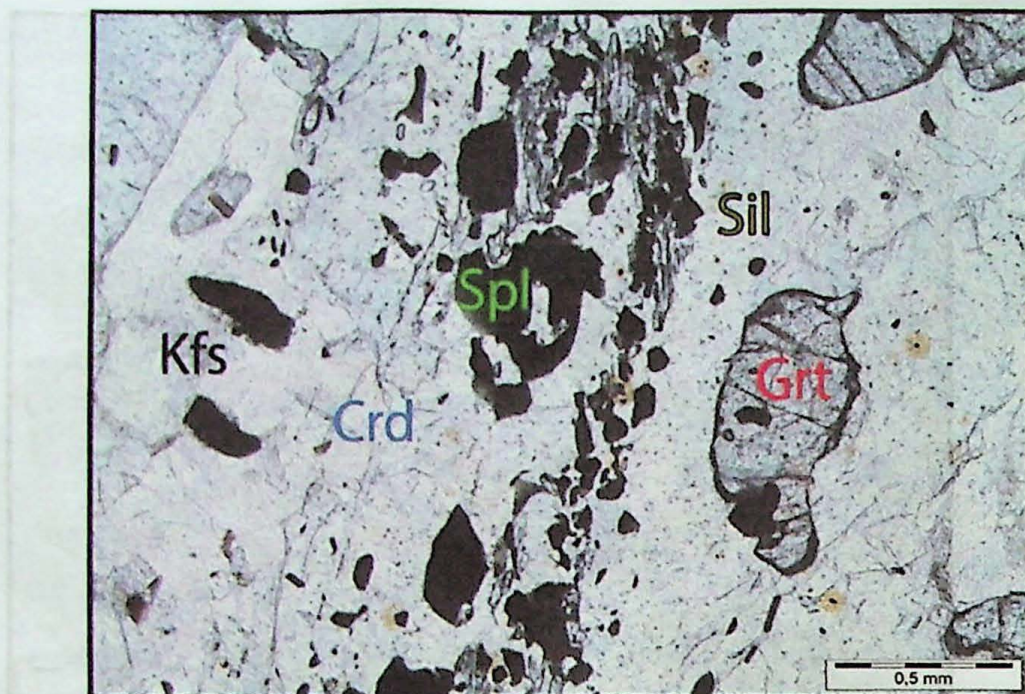


Figura 18: Contatos regulares entre aglomerados ricos em cordierita, espinélio e silimanita e granada ARA-V-01B. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

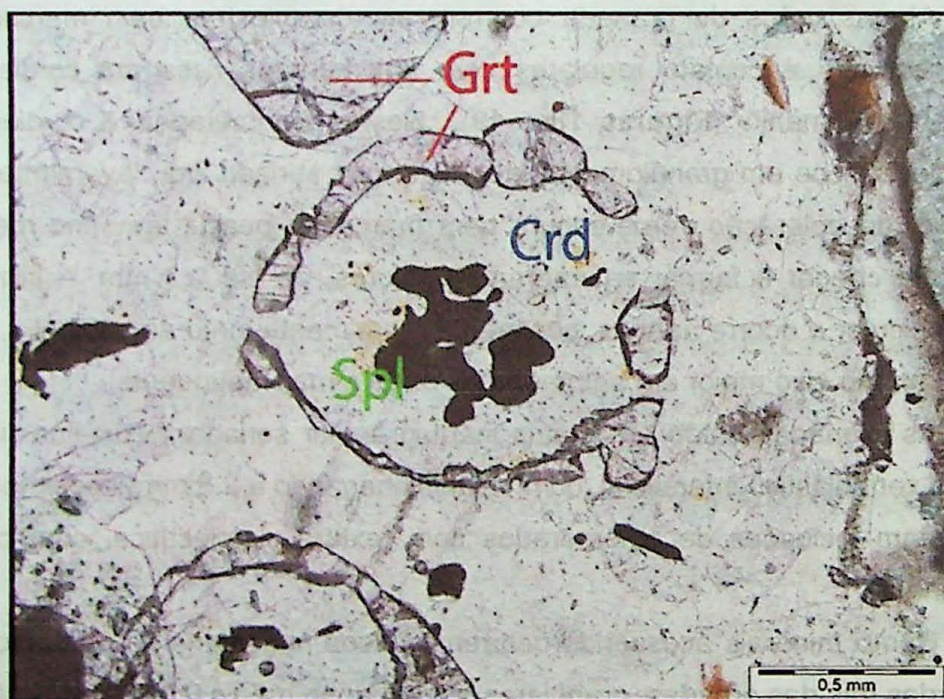


Figura 19: Aglomerados ricos em cordierita e espinélio bordados por granada na seção ARA-V-01B. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

Já a seção ARA-V-01C apresenta algumas texturas distintas. A primeira delas é marcada por leitos ricos em granada poiquiloblástica (**Figura 20**), com bordas irregulares e angulosas onde ocorre biotita, com inclusões de mineral opaco. Estes cristais de granada ocorrem em matriz quartzo-feldspática ligeiramente mais grossa (**Figura 21**), que pode chegar a formar leitos milimétricos, possivelmente porções de leucossoma, onde ocorrem texturas de exsolução (antipertitas) e texturas de sobrecrecimento:

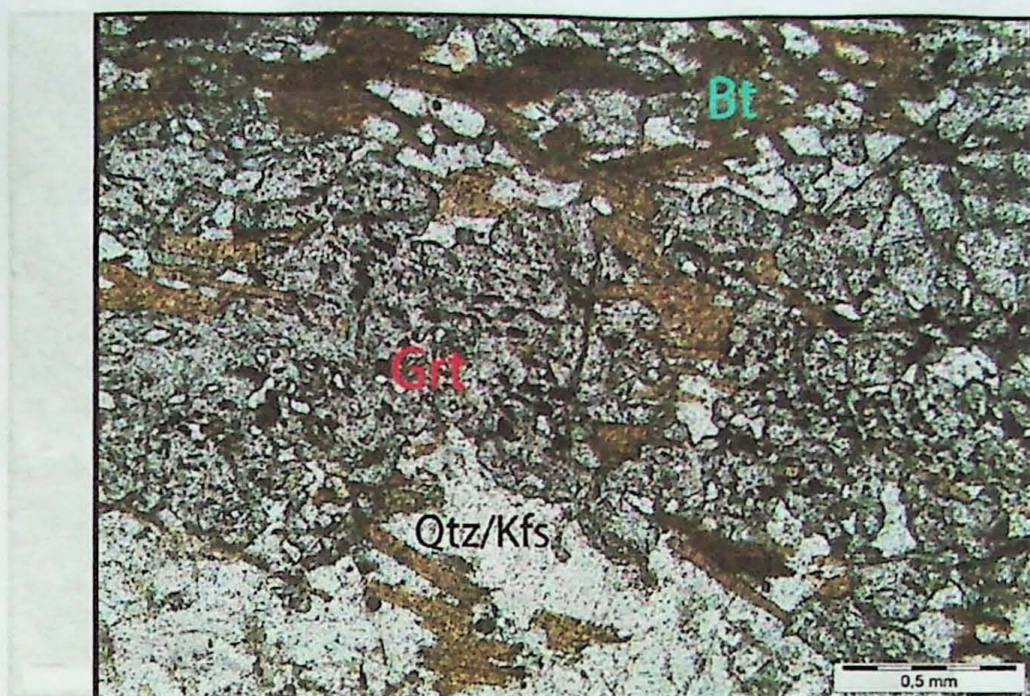


Figura 20: Cristais poiquiloblásticos de granada xenoblástica associada a biotita em textura da seção ARA-V-01C. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

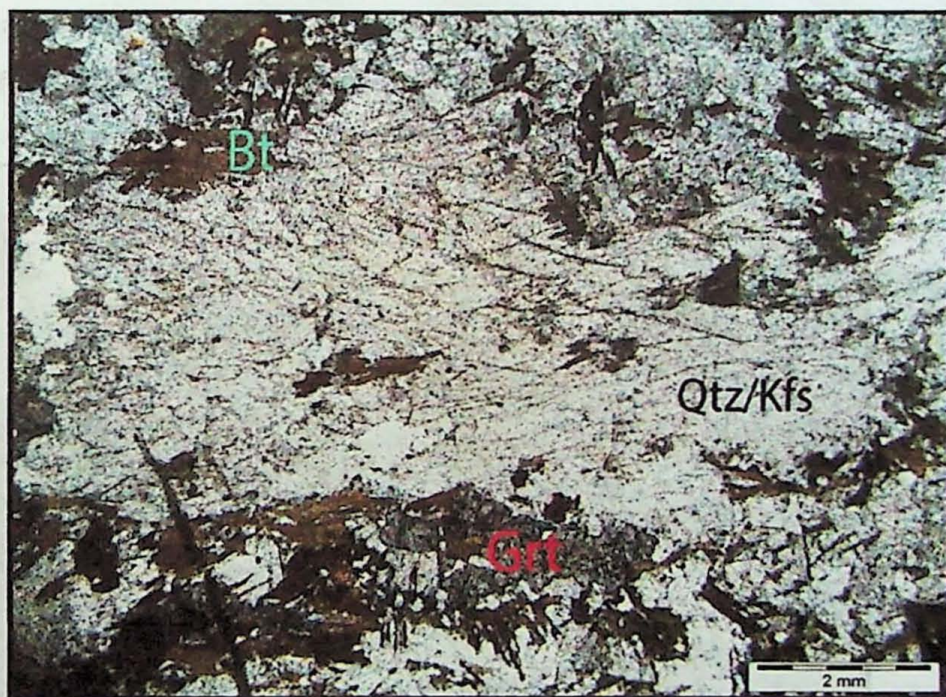


Figura 21: Textura de porção leucocrática grossa milimétrica da seção ARA-V-01C. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1.25x.

Adicionalmente, a mesma seção ainda conta com leitos orientados segundo à foliação principal, ricos em minerais máficos finos (tamanho médio 0,1mm), notadamente ortopiroxênio, granada, biotita e minerais opacos. Este leito ocorre associado a granada estirada segundo a foliação, fraturada, de cerca de 5 mm e com bordas irregulares, conforme mostra a **Figura 22**:

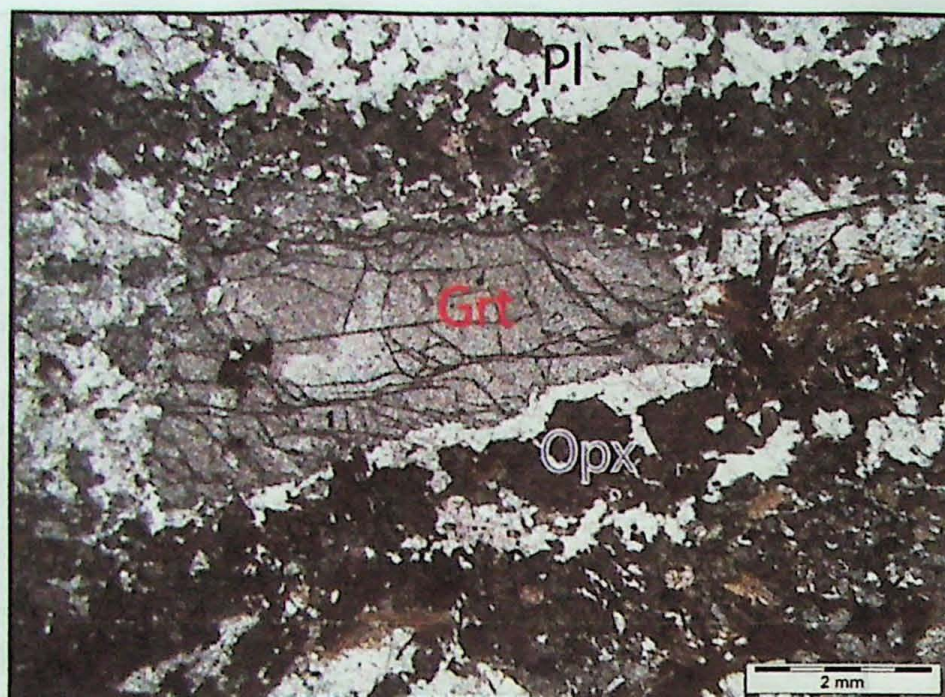


Figura 22: Granada fraturada e estirada, bordeada por leitos ricos em ortopiroxênio, granada e plagiolásio. Seção ARA-V-01C. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1,25x.

Já a seção ARA-V-01D, além de apresentar as mesmas granadas poiquiloblásticas de bordas irregulares da seção 01C, mostra granadas ricas em inclusões de finas de espinélio, como segue na Figura 23:

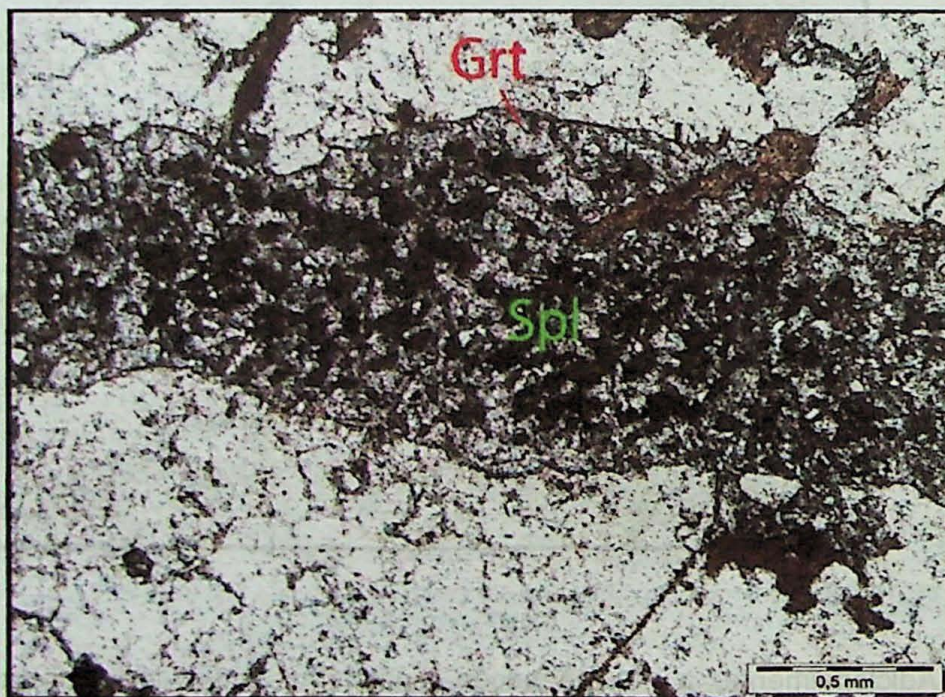


Figura 23: Detalhe para granada poiquiloblástica rica em inclusões de espinélio na seção ARA-V-01D. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

A Figura 24 ainda apresenta uma textura diferente da mesma seção, mais grossa, com matriz leucocrática rica em plagioclásio onde localmente ocorre granadas poiquiloblásticas e até leitos ricos em espinélio, com silimanita e biotita, levemente deformados:



Figura 24: Aglomerado de espinélio e silimanita deformado em matriz leucocrática. Seção ARA-V-01D. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1.25x.

Finalmente, a seção ARA-V-01E se destaca por apresentar duas texturas marcadas por granadas diferentes das observadas até então (**Figura 25**). Uma delas conta com granada xenoblástica intersticial em relação a cristais de plagioclásio e outra com granadas idioblásticas mais grossas, também em matriz feldspática e com presença notável de minerais opacos:

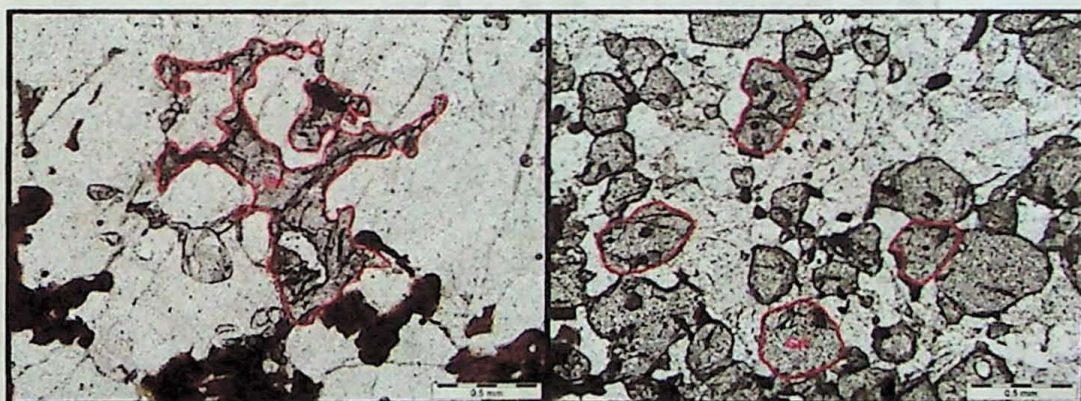


Figura 25: Granada intersticial à esquerda e granada com hábito preservado à direita da figura, ambas encontradas na seção ARA-V-01E. Fotomicrografias sem analisador, lente: 5x.

5.4.2 Ponto ARA-02 (ARA-V-02A, ARA-V-02B, ARA-V-02D)

A seção ARA-V-02A mostra duas texturas bem marcadas, como mostram as **Figuras 26 e 27**: a primeira delas é semelhante a encontrada na seção 01E, com granadas idioblásticas equigranulares, de tamanho médio de 0,8 mm, com inclusões arredondadas locais de quartzo. A seção ainda conta com a textura marcada por granadas xenoblásticas poiquiloblásticas com inclusões de opacos e espinélio, associadas a cordierita, biotita e minerais opacos.

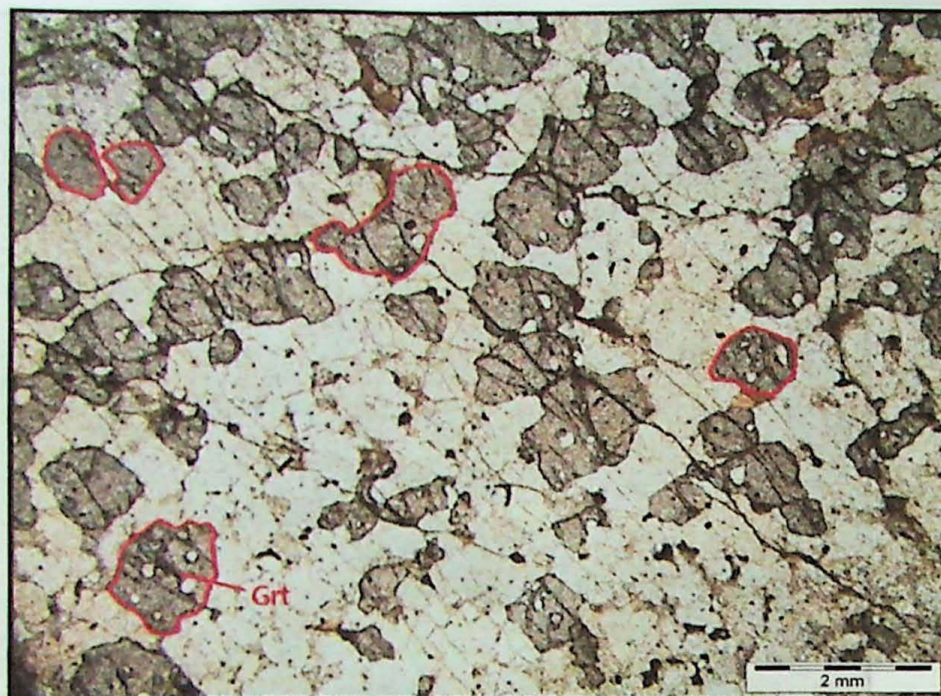


Figura 26: Textura granoblástica marcada por granadas idioblásticas na seção ARA-V-02A. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1.25x.

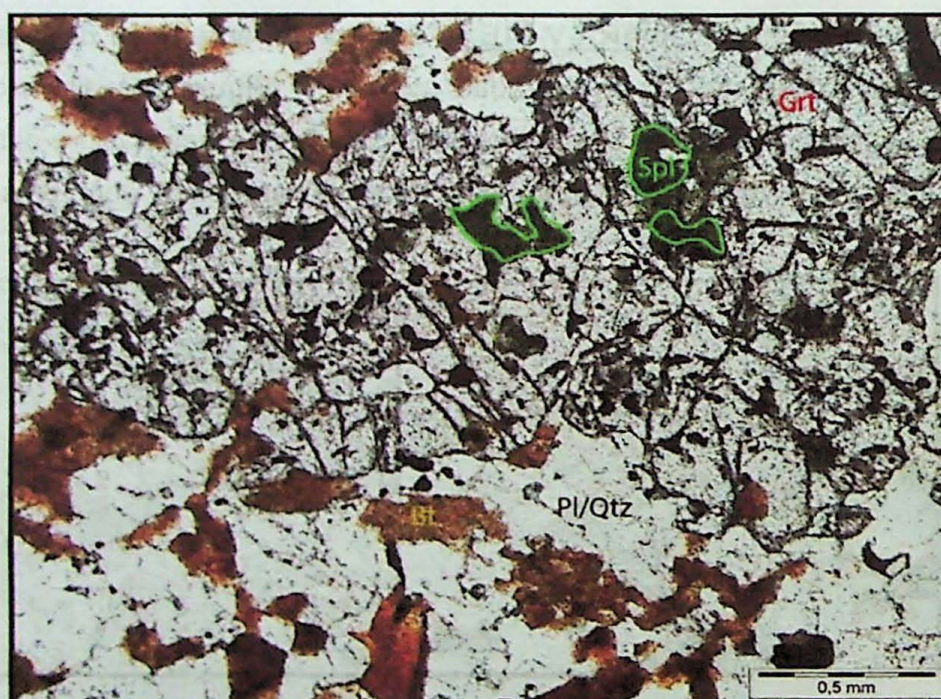


Figura 27: Granada poiquiloblástica associada a biotita e cordierita na seção ARA-V-02A. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

Já a seção **ARA-V-02B**, também selecionada para análise de química mineral, conta com um bonito exemplar de porfiroblasto de granada, com fraturas subparalelas entre si e cerca de 2 cm de diâmetro (**Figura 28**). As bordas deste porfiroblasto geralmente são semi-regulares, porém localmente podem ser mais angulosas e tortuosas. Em contato com o porfiroblasto são encontradas algumas texturas diferentes, descritas a seguir.

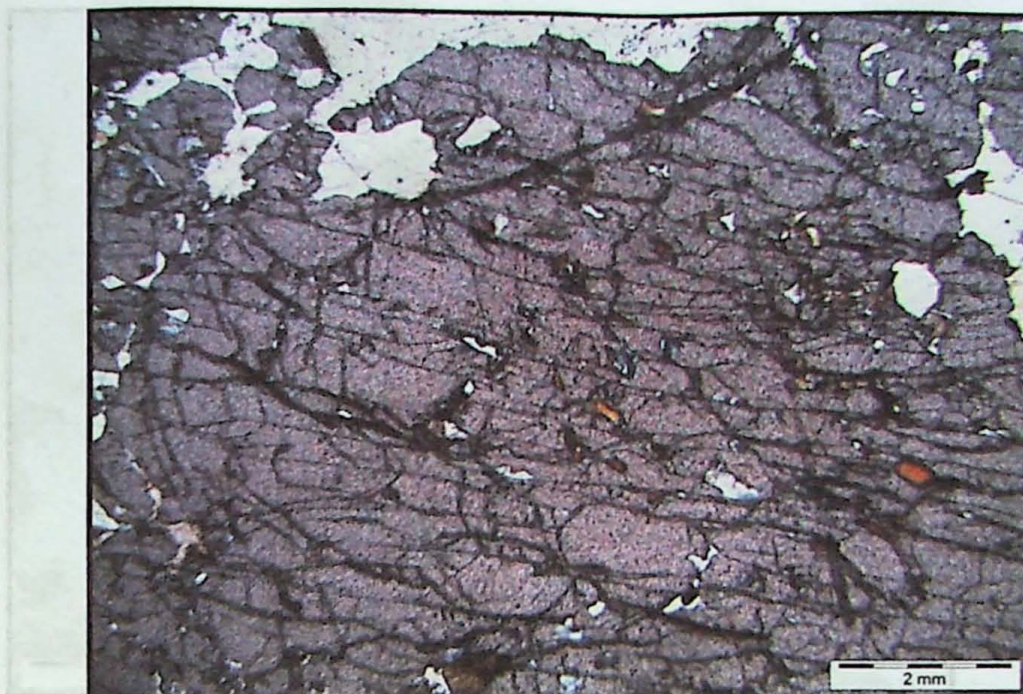


Figura 28: Parte de porfiroblasto de granada na seção ARA-V-02B. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1.25x.

É possível distinguir textura marcada pela continuidade do porfiroblasto onde ocorrem granadas inequigranulares, mas menores que 1 mm, com principalmente quartzo, plagioclásio e k-feldspato local, com hábitos intersticiais.

Outra textura bem marcada na matriz é caracterizada pela presença de cristais intersticiais subidioblásticos de ortopiroxênio com tamanho médio de 0,2 mm, cor avermelhada, fraturado, com inclusões amarronadas locais e bordas com biotita pleocroica avermelhada fina (**Figura 29**). O ortopiroxênio ocorre em matriz rica em plagioclásio com geminação Lei da Albita, subidioblástico, inequigranular, de tamanho médio 0,4 mm e quartzo com hábito semelhante, granulação ligeiramente mais grossa (0,6 mm) e cor de interferência amarelada. É possível notar ainda cristais de granada livre/com poucas inclusões, de hábito intersticial e tamanho médio 0,5mm, associadas ao plagioclásio e ao quartzo.

Outra textura importante é marcada em leito de no mínimo 2 mm de largura (borda da seção), rico em cordierita inequigranular seriada, menor que 1,2 mm, levemente estirada, associada a cristais mais finos de espinélio inequigranular seriado, com tamanho médio de 0,1 mm, não maiores que 0,25 mm e cristais muito finos de silimanita (**Figura 30**).

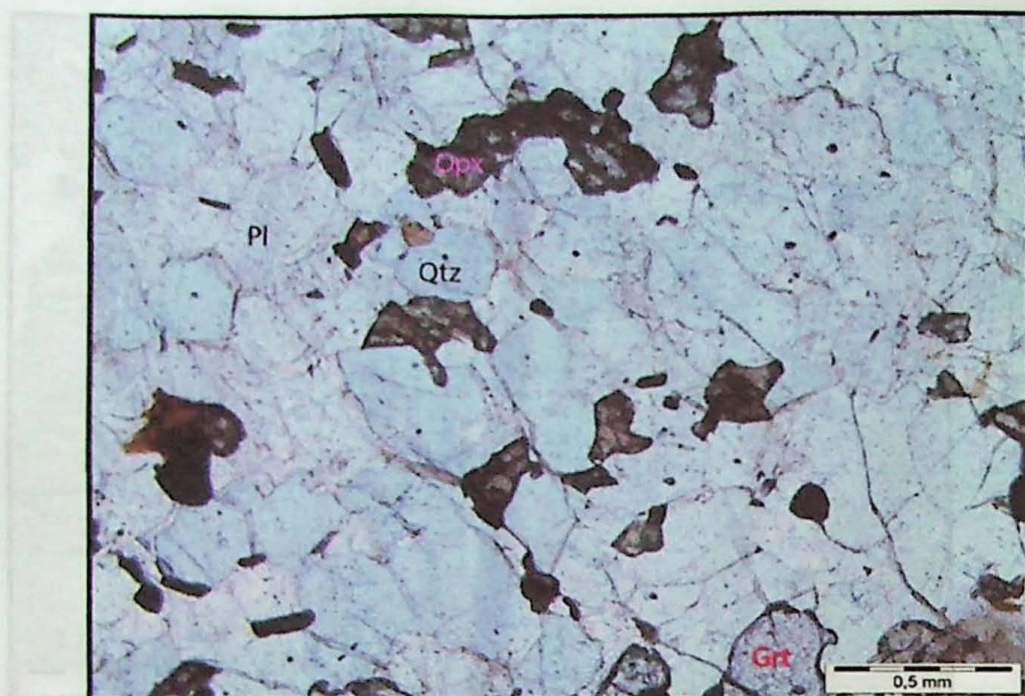


Figura 29: Textura comum de piroxênios e granada intersticial com relação a cristais de plagioclásio e quartzo. Seção ARA-V-02B. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

Junto ao leito anterior, ocorre nível com textura marcada por plagioclásio com geminação Lei da Albita, subidioblástico, inequigranular de tamanho médio 0,6 mm, biotitas maiores avermelhadas idioblásticas que chegam a 0,5 mm; granadas poiquiloblásticas xenoblásticas de tamanho médio de 2 mm, ricas em inclusões de opacos, biotita e espinélio local, menores que 0,1 mm, levemente arredondadas e sem orientação aparente (**Figura 31**). Na borda dessas granadas, ocorre frequentemente biotitas maiores idioblásticas, de até 1 mm. Algumas porções destas granadas podem estar "corroídas" pelos aglomerados já descritos, com cordierita e espinélio.

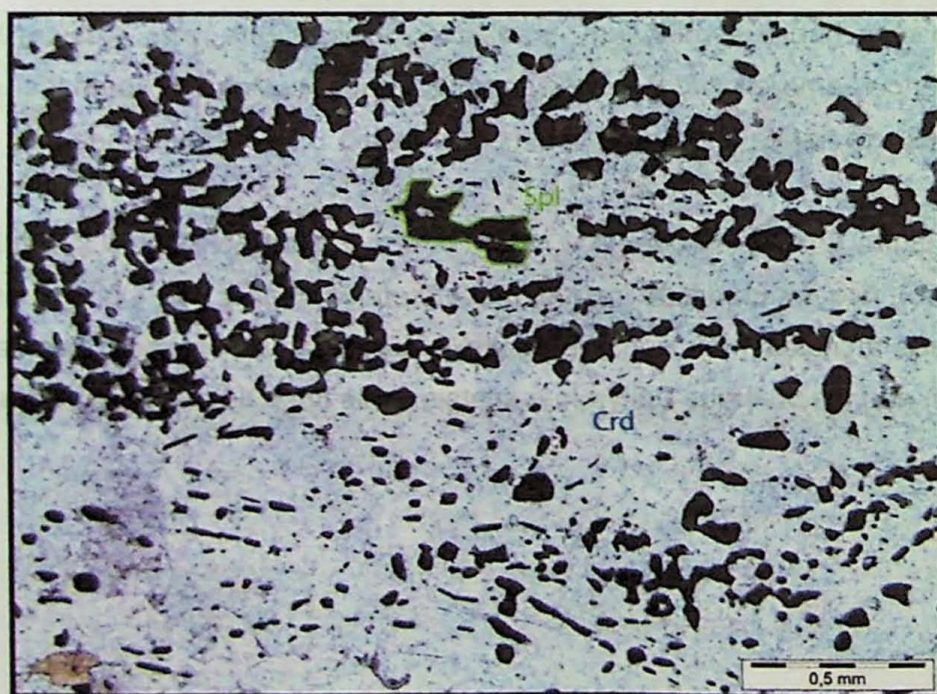


Figura 30: Trilhas ricas em espinélio, cordierita, opacos e silimanita, formando leitos paralelos à foliação na seção ARA-V-02B. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.



Figura 31: Granadas poiquiloblásticas bordeadas por biotita e junto à cordierita. Seção ARA-V-02B. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

A seção ARA-V-02D apresenta uma série de diferentes texturas. Ocorrem leitos inequigranulares seriados com cristais de granada porfiroblástica com inclusões locais de quartzo, em matriz quartzo-feldspática e com biotitas intersticiais. Alguns cristais de granada são cortados por leitos orientados segunda à foliação principal, ricos em cordierita, espinélio, minerais opacos e plagioclásio e podem também apresentar inclusões locais de silimanita acicular, como mostra a **Figura 32**:

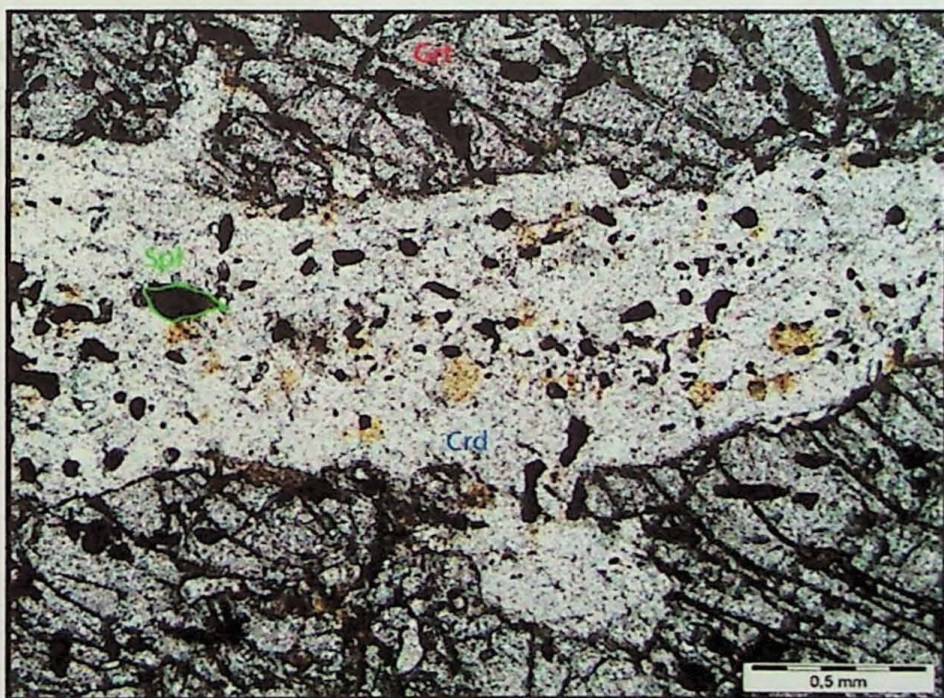


Figura 32: Cristais de granada cortados por leitos ricos em cordierita e espinélio na seção ARA-V-02D. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

Ocorrem também texturas mais finas (**Figura 33**), marcadas por granadas intersticiais com relação à cristais de quartzo; e textura apresentando ortopiroxênios intersticiais, associados a plagioclásio, granada, K-feldspato e quartzo.

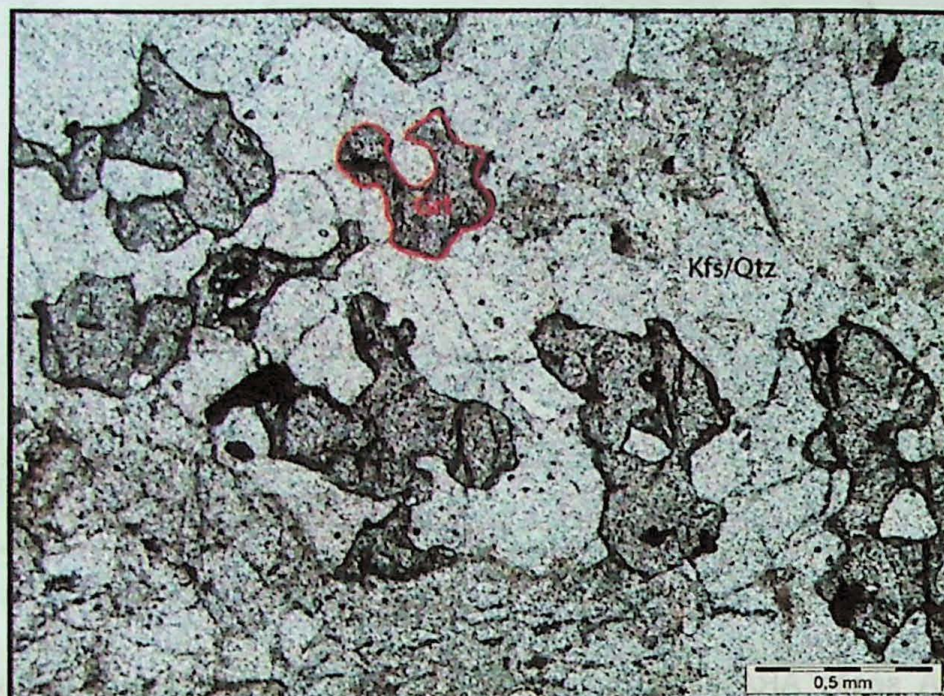


Figura 33: Granada fina intersticial na seção ARA-V-02D. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1.25x.

5.4.3 Ponto ARA-03 - Intrusão gabro-norítica (seções ARA-V-04E, ARA-V-04I, ARA-V-04K, ARA-V-04L, ARA-V-04M e ARA-V-04N)

Durante a petrografia das rochas relacionadas à intrusão gabro-norítica na extremidade E do afloramento, foram descritas rochas do ponto ARA-03, partindo-se do interior do corpo norítico (E), para fora deste (W), em direção aos paragneisses e granulitos encaixantes e utilizando as amostras retiradas dos testemunhos paleomagnéticos, como mostra o esquema da **Figura 34**.

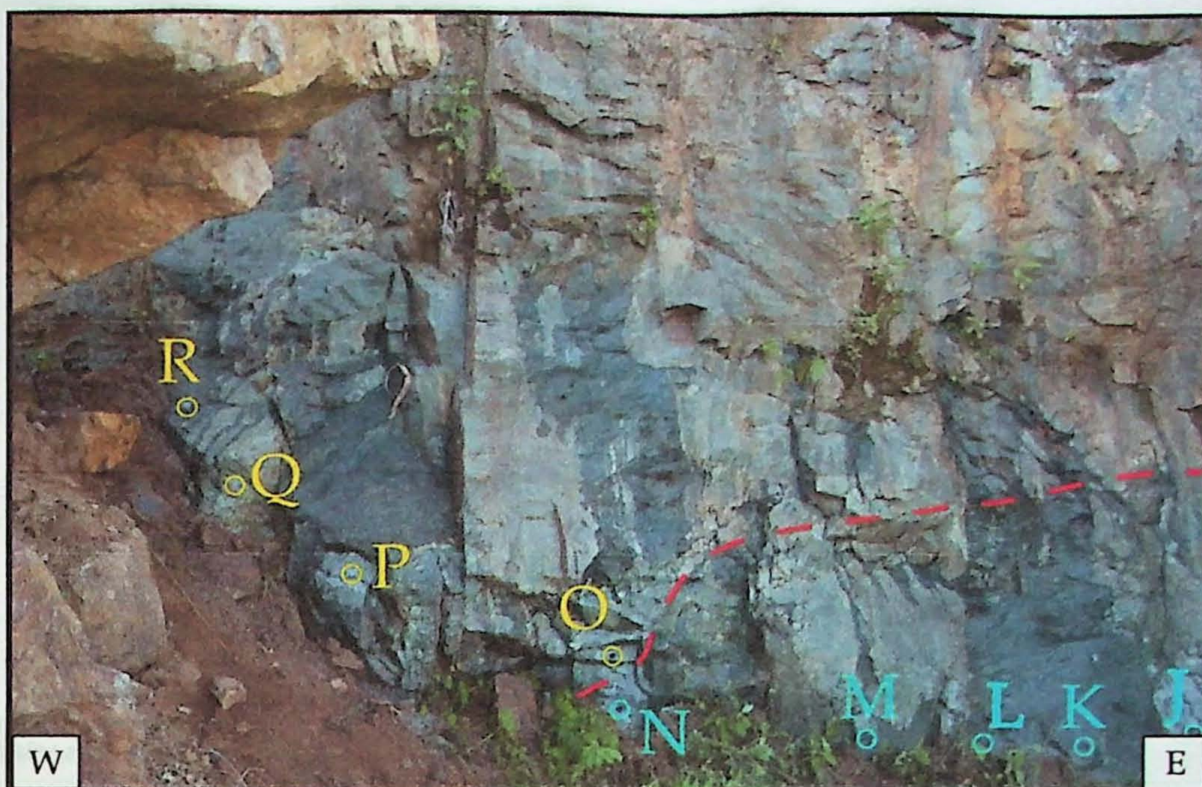


Figura 34: Localização dos furos paleomagnéticos, a partir dos quais foram confeccionadas as lâminas petrográficas. Em azul e amarelo, os pontos do corpo gabro-norítico e da zona de contato, respectivamente. Em vermelho, o contato inferido a partir das observações petrográficas e de campo.

Deste modo, foi possível realizar um controle do contato difuso entre o gabro-norito e os paragnaisses ganulíticos, baseando-se em características petrográficas, principalmente mineralógicas e texturais.

As 6 primeiras seções descritas (ARA-V-04E, 04I, 04K, 04L, 04M e 04N), mostram a variação interna local do corpo gabro-norítico. De maneira geral, as rochas possuem textura inequigranular seriada média hipidiomórfica, com presença marcada de plagioclásio, ortopiroxênio avermelhado, minerais opacos, hornblenda, biotita e, como minerais acessório, clinopiroxênio, quartzo, hornblenda, apatita e zircão (Figura 35).



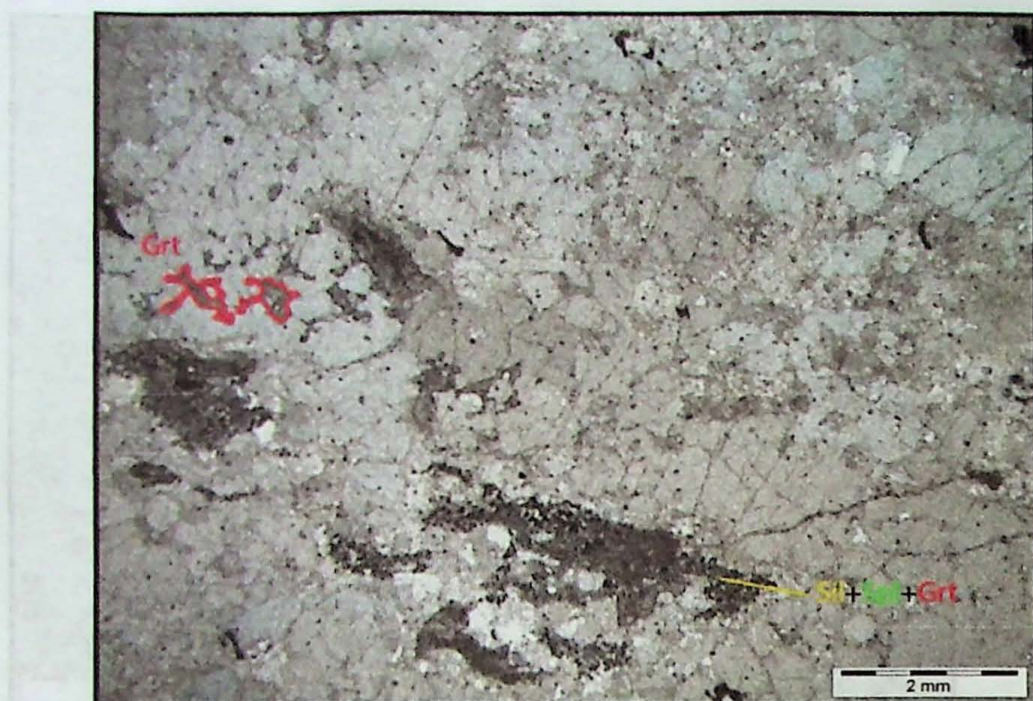


Figura 38: Textura geral da seção ARA-V-04O2, primeiro ponto a partir da borda fina da rocha norítica (ARA-V-04N). Destacam-se os aglomerados de silimanita, espinélio e granada e o hábito intersticial da granada. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1.25x.

A seção ARA-V-04P3, apresenta uma textura diferente, com uma matriz predominantemente composta por cordierita e quartzo, xenoblásticos, em que aparecem aglomerados de granada, também xenoblástica, com ortopiroxênio xenoblástico local, e inclusões de opacos (Figura 39). Algumas granadas ocorrem intersticialmente, em contato com quartzo e cordierita. Ocorrem ainda fibrolita e espinélio, porém como minerais acessórios.

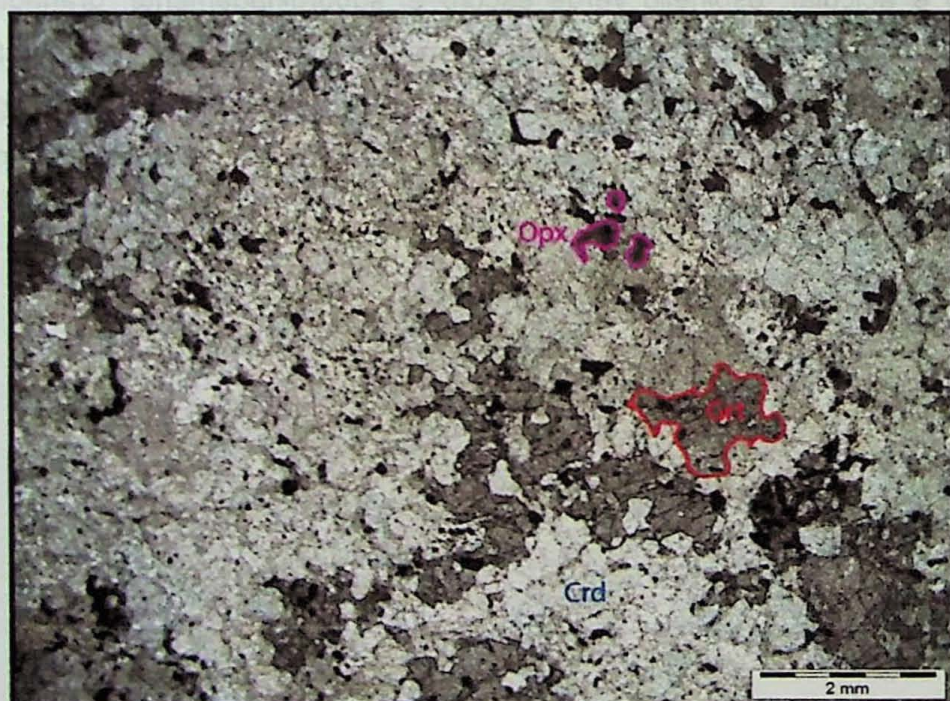


Figura 39: Textura geral da seção ARA-V-04P3. Matriz rica em cordierita e quartzo, com porções ricas em granada e ortopiroxênio. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1.25x.

A seção ARA-V-04Q2, mostra uma bonita textura, marcada por intercalações milimétricas ricas em silimanita de hábito acicular (fibrolita), ou em aglomerados fibrosos, com granada xenoblástica local; e porções granoblásticas inequigranulares seriadas, ricas em quartzo e plagioclásio (**Figura 40**). Como acessório, aparece espinélio, plagioclásio, opacos e zircão.

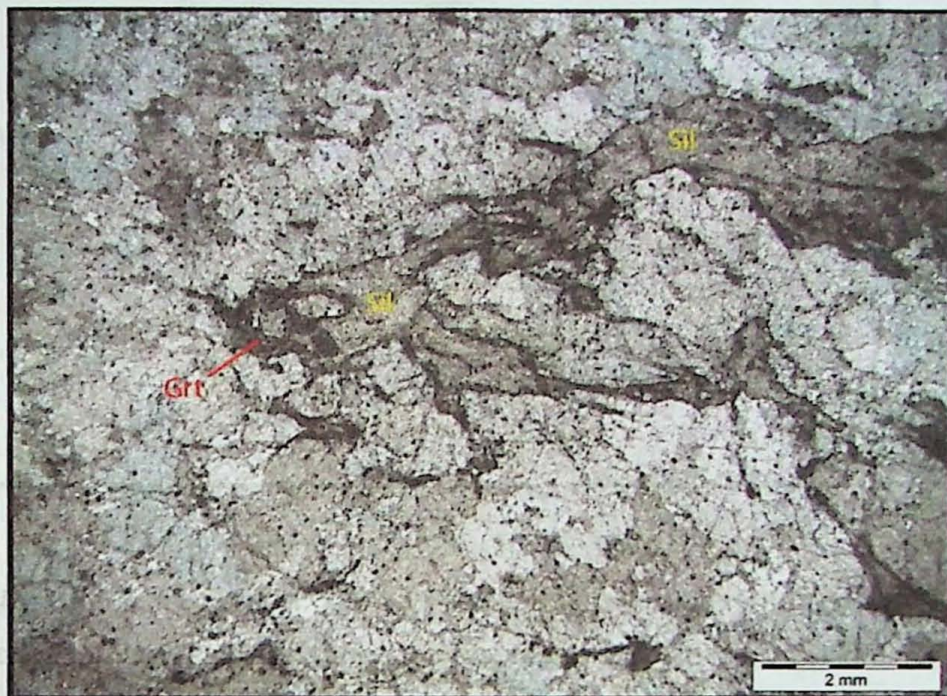


Figura 40: Textura geral da seção ARA-V-04Q2. Contraste entre porções fibrosas e aciculares ricas em silimanita e granada, e porções xenoblásticas quartzo-feldspáticas. Fotomicrografia sem analisador, lente: 1.25x.

Finalmente, a última seção selecionada para análises na microsonda, ARA-V-04R1, mostra uma série de texturas, algumas delas semelhantes às texturas descritas anteriormente.

A primeira delas é marcada por cristais de ortopiroxênio intersticial subidioblásticos, com tamanho médio de 0,4 mm, associados em uma textura de "olhos" a exemplares de espinélio fino (0,05 mm), exclusivamente separados por uma coroa de plagioclásio, que também é o mineral principal da matriz (**Figura 41**). Ainda ocorre localmente biotita fina pleocroica avermelhada, bordeando o ortopiroxênio. A matriz dessa textura compreende cristais inequigranulares de plagioclásio subidioblástico, com geminação Lei da Albita evidente e tamanho médio de 0,7 mm.

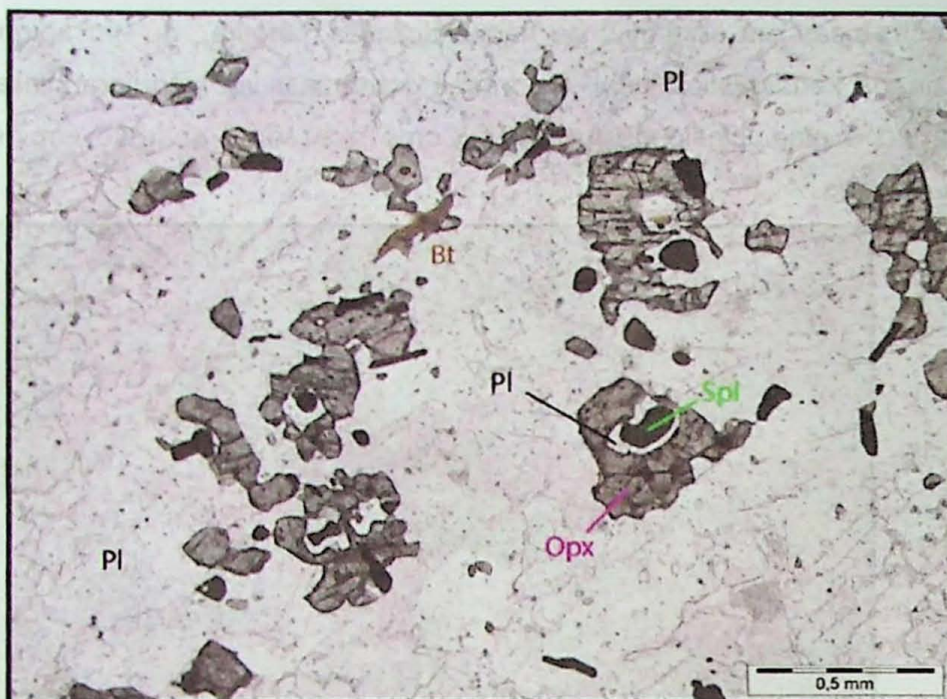


Figura 41: Textura marcada por ortopiroxênio, plagioclásio na matriz e inclusões de espinélio. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

Outra textura importante da seção ARA-4R1, ilustrada na **Figura 42** é marcada por granadas límpidas grossas e com aspecto contínuo xenoblásticas, intersticiais com relação a cristais de quartzo inequigranulares de tamanho médio de 0,3 mm.

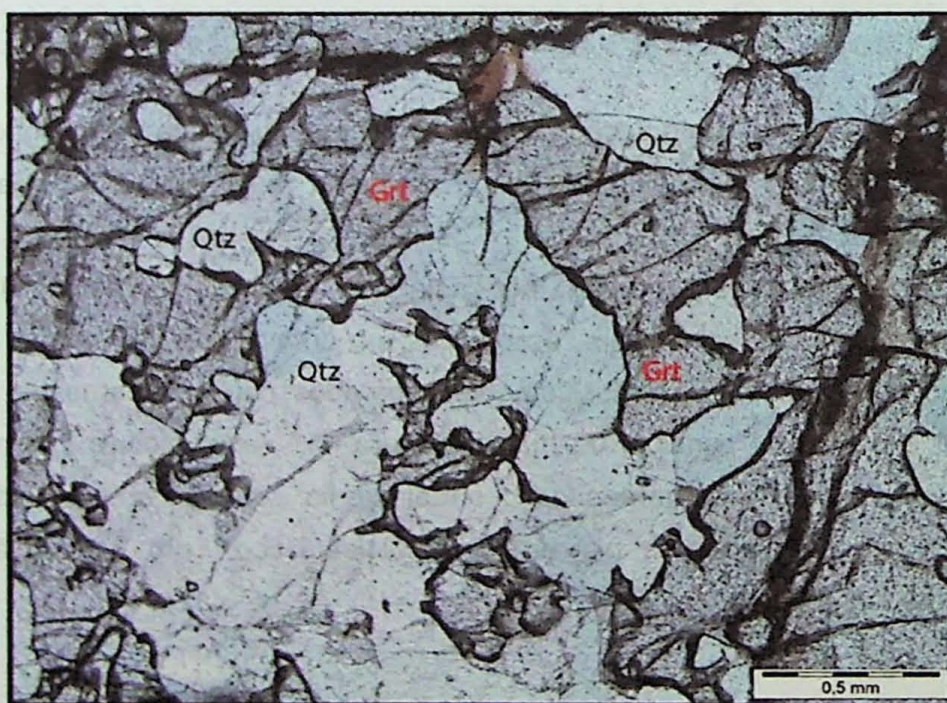


Figura 42: Granadas límpidas com cristais de quartzo intersticiais. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

Finalmente, ocorre textura marcada por aglomerados de ortopiroxênios subidioblásticos levemente avermelhados, de tamanho médio 0,7 mm, com inclusões amarronadas muito finas, em contato com exemplares de granadas xenoblásticas e poiquiloblásticas inequigranulares, tamanho médio 0,8 mm, ricas em inclusões

subarredondadas de opacos e biotita (**Figura 43**). Ainda ocorre localmente cordierita, em contatos majoritariamente irregulares com o ortopiroxênio, inequigranulares de tamanho médio 0,2 mm e subidioblásticas.

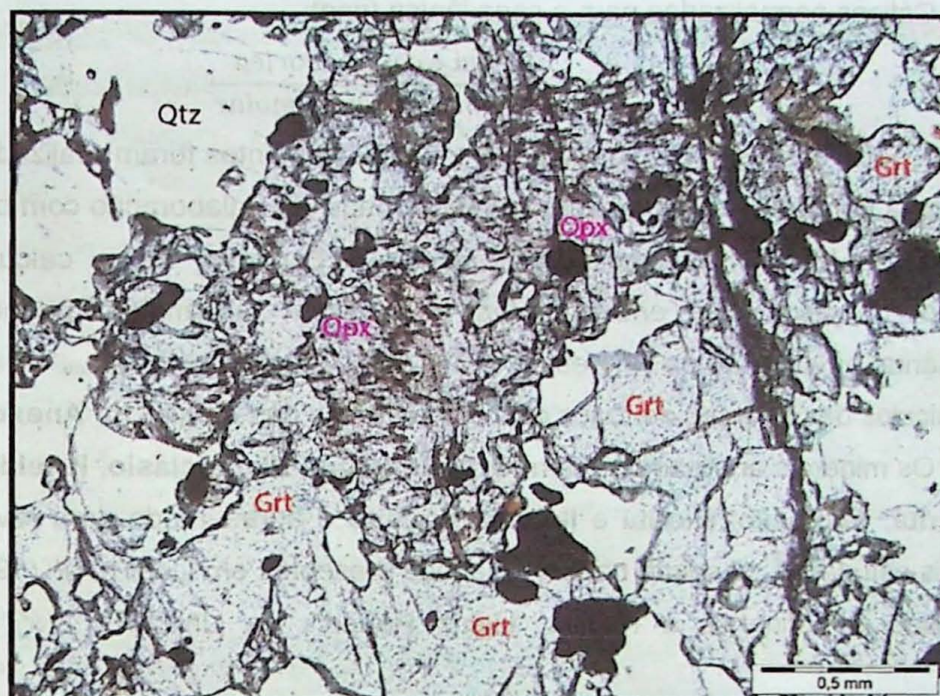


Figura 43: Textura marcada pelo contato entre ortopiroxênios e granadas xenoblásticos. Fotomicrografia sem analisador, lente: 5x.

5.5 Química Mineral

Três seções foram selecionadas para a análise de química mineral e incluem amostras do extremo W, porção central e extremo E do afloramento estudado (**Figuras 5, 6 e 7**; seções ARA-1B, ARA-2B e ARA-4R1, respectivamente) sendo a seção ARA-4R1 corresponde à amostra ao lado da intrusão do gabro-norítico, influenciada diretamente pela auréola de contato. Foram feitas análises pontuais quantitativas por WDS (*Wavelength Dispersive X-Ray Spectroscopy*) e, quando necessário, por EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy*) em microsonda eletrônica, para o reconhecimento das fases minerais. Imagens de elétrons retroespalhados também auxiliaram na escolha dos pontos analisados.

Foram consideradas as análises com fechamentos próximos aos ideais, com base no livro de Deer *et al.* (1992). Com relação ao processamento dos dados, para todas as análises foram realizados os cálculos:

- Transformando os resultados obtidos na microsonda (percentual em massa do óxido, ox mass%) em proporções de cátion mols (cm):

$$cm = \frac{ox\ mass\%}{massa\ molar\ M}$$

- Cátions normalizados para cátions teóricos (cnt):

$$cnt = \frac{cm * \text{número de cátions teóricos}}{\text{soma dos cátions}}$$

- Cátions normalizados para a carga iônica (cnc):

$$cnc = \frac{cm * \text{carga teórica}}{\text{soma da carga molar}}$$

A partir desses dados, os cálculos minerais seguintes foram realizados com base em uma tabela fornecida pelo orientador, confeccionada em colaboração com o Prof.Dr. Antonio García Casco, da Universidade de Granada, na Espanha. Esses cálculos incluem, por exemplo, o cálculo dos *end-members* da granada (almandina, piropo, grossulária e essênita) envolvendo os valores de Fe^{2+} , $Mg_{teórico}$, $Ca_{teórico}$ e $Mn_{teórico}$. Os dados completos e os cálculos das análises de todos os minerais estão nas tabelas do **Anexo VII** (Cd-rom).

Os minerais analisados foram: **Ortopiroxênio, Plagioclásio, K-feldspato, Granada, Cordierita, Espinélio, Biotita e Ilmenita**. Abaixo é apresentado uma revisão sucinta dos minerais estudados, baseada nas informações presentes em Deer *et al.* (1992) e no website do Museu de Minerais e rochas "Heinz Hebert", da UNESP (<http://www.rc.unesp.br/museudpm/>).

Ortopiroxênio: Inossilatos, formados pela polimerização de cadeias simples de tetraedros de SiO_4 , em sistema ortorrômbico. Esta polimerização ocasiona o radical $[Si_2O_6]^{4-}$.

Fórmula geral: $[(M2)(M1)(Si,Al)_2O_6]$:

- M2: Cátions de raio iônico grande, de cerca de 1Å e coordenação cúbica com oxigênio (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , etc);
- M1: Cátions com raios iônicos perto de 0,7Å em coordenação octaédrica (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{3+});

O grupo dos ortopiroxênios pode ser considerado uma série de minerais isomórficos com teores variáveis de Fe e Mg nos sítios M1 e M2: $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$ com Fe < 12% - enstatita, 12-30% de Fe - bronzita, 30-50% de Fe - hiperstênio, 50-70% de Fe - ferro-hiperstênio, 70-88% de Fe - eulita, Fe > 88% - ferrossilita. Podem ainda contar com pequenas quantidades de Ca, Al, Ni e Cr.

Plagioclásio: Pertencente ao grupo dos feldspatos, onde a estrutura é formada por infinitos tetraedros de SiO_4 com incorporação de tetraedros de $AlSi_4$ e incorporação de íons de Na^+ , K^+ e Ca^{2+} nas vacâncias. A série dos plagioclásios forma uma solução sólida de fórmula geral $(Na,Ca)Al(Al,Si)Si_2O_8$ e seus membros, todos do sistema triclinico, são listados a seguir:

- Ab – albita: $(Na_{1-0,9}, Ca_{0-0,1})Al(Al_{0-0,1}, Si_{1-0,9})Si_2O_8$, *end-member* sódico;
- Oli – oligoclásio: $(Na_{0,9-0,7}, Ca_{0,1-0,3})Al(Al_{0,1-0,3}, Si_{0,9-0,7})Si_2O_8$
- And – andesina: $(Na_{0,7-0,5}, Ca_{0,3-0,5})Al(Al_{0,3-0,5}, Si_{0,7-0,5})Si_2O_8$;

- Lab – labradorita: $(\text{Na}_{0,5-0,3}, \text{Ca}_{0,5-0,7})\text{Al}(\text{Al}_{0,5-0,7}, \text{Si}_{0,5-0,3})\text{Si}_2\text{O}_8$;
- Byt – bytownita: $(\text{Na}_{0,3-0,1}, \text{Ca}_{0,7-0,9})\text{Al}(\text{Al}_{0,7-0,9}, \text{Si}_{0,3-0,1})\text{Si}_2\text{O}_8$;
- An – anortita: $(\text{Na}_{0,1-0}, \text{Ca}_{0,9-1})\text{Al}(\text{Al}_{0,9-1}, \text{Si}_{0,1-0})\text{Si}_2\text{O}_8$, *end-member* cálcico.

K-feldspato: O feldspato potássico possui fórmula geral $(\text{Na}_x, \text{K}_{1-x})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ e seus principais membros polimorfos são:

- Ortoclásio: KAlSi_3O_8 , *end-member* potássico de mais alta temperatura;
- Sanidina: polimorfo de alta temperatura e baixa pressão, monoclinico;
- Microclínio: polimorfo de baixa temperatura, triclinico;
- Anortoclásio: associado a minerais de caráter alcalino de alta temperatura.

Granada: Nessesilicato de fórmula geral $\text{B}_3\text{C}_2(\text{SiO}_4)_3$, com tetraedros isolados de SiO_4 não polimerizados ligados através de ligações Oxigênio-Cátion-Oxigênio a octaedros, onde B representa o sítio que comporta cátions bivalentes grandes (Mg, Fe, Mn, Ca) e C representa o sítio que é ocupado por cátions trivalentes menores (Al, Cr, Fe). As diferentes composições químicas dos octaedros geram os diferentes *end-members* do grupo da granada, como segue:

- Almandina: $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{Si}_3\text{O}_{12})$;
- Espessarita: $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{Si}_3\text{O}_{12})$;
- Piropo: $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_3\text{O}_{12})$;
- Grossulária: $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$;
- Uvarovita: $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$;
- Andradita: $\text{Ca}_3(\text{Fe}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$.

Biotita: Filossilicato, membro do grupo das micas, onde 3 dos 4 oxigênios dos tetraedros de silício ligados em duas dimensões são compartilhados, formando uma "folha" tetraédrica. Estas folhas são ligadas a "folhas" octaédricas de gibbsita $[\text{Al}(\text{OH})_3]$ ou de brucita $[\text{Mg}(\text{OH})_2]$.

A fórmula geral da biotita, mineral do sistema monoclinico, é $\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{6-4}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_{0-2}\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3}\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F})_4$.

Cordierita: Ciclossilicato em que 6 tetraedros de SiO_4 polimerizam formando anéis, e por consequência, o radical $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$. A cordierita apresenta estrutura geral básica $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_5\text{AlO}_{18}$, podendo apresentar impurezas de Mn, Ti, Ca, Na, K.

Espinélio: Óxido de Mg e Al que faz parte do Grupo do Espinélio, onde a estrutura geral é AB_2O_4 , em que A é um cátion bivalente (raio entre 0,6 e 0,8 Å) e B um cátion trivalente (raio entre 0,5 e 0,7 Å). Possui fórmula básica MgAl_2O_4 .

Ilmenita: Óxido de titânio, trigonal, de fórmula geral $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{TiO}_3$, com substituição limitada de Mg e Mn. A ilmenita forma uma solução sólida com a geikielita (MgTiO_3) e a pirofanita (MnTiO_3) e, em temperaturas acima de 900°C , com a hematita

(Fe₂O₃). A estrutura da ilmenita é semelhante à do córindon, com Fe e Ti em camadas alternadas de coordenação octaédrica, perpendiculares ao eixo c cristalográfico.

5.5.1 Seção ARA-1B

A seção ARA-1B é caracterizada por textura granoblástica marcada por cristais idioblásticos de granada localmente fraturada em matriz quartzo-feldpática rica em K-feldspato micropertítico e aglomerados ricos em cordierita, espinélio, e silimanita localmente bordeadas por granadas, ou apresentando contatos regulares, como descrito na seção 5.4.1.

5.5.1.1 Granada

De maneira geral, as granadas apresentam em suas porções interiores (núcleo e manto) **Mg#** variando entre 0,37 e 0,40; **X_{Alm}** entre 0,58 e 0,60; **X_{Prp}** entre 0,35 e 0,38; **X_{Grs}** e **X_{Sps}** variando entre 0,2 e 0,3. Já as análises realizadas nas bordas das granadas apresentaram **Mg#** variando entre 0,34 e 0,39; **X_{Alm}** entre 0,58 e 0,63; **X_{Prp}** entre 0,32 e 0,38; **X_{Grs}** e **X_{Sps}** de 0,2 e 0,3, respectivamente. Não foi possível realizar perfis significativos em cristais devido ao tamanho e à pequena variação percentual dos *end-members*, entre 2 e 6% apenas. Entretanto, a tendência geral com maior **Mg#** e de **X_{Prp}** no interior das granadas pôde ser observada.

Assim, a fórmula geral para as bordas da granada torna-se **Fe²⁺_(1,78-1,92)Mn_(0,5-0,6)Mg_(0,95-1,11)Ca_(0,07-0,08)Ti_{0(0-0,01)}Al_(2,01-2,04)Si_(2,91-2,96)O₁₂**. Já para as porções interiores, a fórmula dá-se por: **Fe²⁺_(1,78-1,87)Mn_(0,5)Mg_(1,04-1,11)Ca_(0,07-0,08)Al_(2,01-2,06)Si_(2,91-2,96)O₁₂**.

5.5.1.2 Biotita

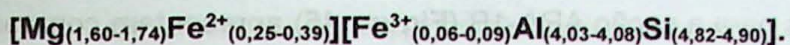
Os grãos de biotita analisados possuem pequenas variações composicionais, aparentemente sem controle textural, e destacam-se os elevados teores de Ti e Mg (0,48-0,66 a.p.f.u. e 2,90 a 3,59 a.p.f.u.). Os teores de Ti e Mg possuem correlação negativa, ou seja, as análises com maiores teores de Ti, possuem os valores mais baixos de Mg. Os valores de **Mg#** variam entre 0,59 e 0,71, **Al^{IV}** entre 2,61 e 2,71 e **Al^{VI}** entre 0,08 e 0,21 a.p.f.u.

Desse modo, a fórmula estrutural da biotita para essa amostra é: **[K_(1,83-1,90)Na_(0,02-0,05)][Al_(0,08-0,21)Ti_(0,48-0,66)Mg_(2,90-3,59)Fe^t_(1,50-1,98)][Al_(2,61-2,71)Si_(5,29-5,39)]O₂₀[OH_(3,83-3,89)F_(0,04-0,06)Cl_(0,07-0,11)]**.

5.5.1.3 Cordierita

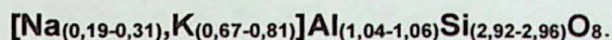
Os pontos analisados nos grãos de cordierita também mostraram pouca variação composicional e possui composição rica em Mg (**Mg#** = 0,80-0,88).

A fórmula estrutural da cordierita dessa amostra, portanto, é representada por:



5.5.1.4 K-feldspato e Plagioclásio

Os grãos de feldspato potássico analisados encontram-se no limite composicional entre a **sanidina** e o **ortoclásio**, uma vez que os valores de X_{or} variam entre 0,71 e 0,80 e os de X_{ab} entre 0,18 e 0,31, com X_{an} ficando apenas entre 0,01 e 0,02. Como os grãos de feldspato potássico são peritéticos, a análise corresponde à parte exsolvida rica no *end-member* ortoclásio. A fórmula geral obtida para essa parte exsolvida do feldspato alcalino é:



A variação dos teores não parece ter um controle textural, com valores heterogêneos encontrados nas diferentes texturas. Entretanto, em algumas análises, é possível perceber o aumento do teor de X_{or} em bordas possivelmente de reação. Na **Figura 44**, o ponto 1 apresenta X_{or} de 0,79, enquanto os pontos 2 e 3 possuem X_{or} de 0,72 e 0,71, respectivamente.

Foi realizada apenas uma análise de plagioclásio com fechamento total de porcentagem em peso de óxidos relativamente baixo (~98,17%wt.), com valor de teor de anortita (X_{an}) de 0,29.

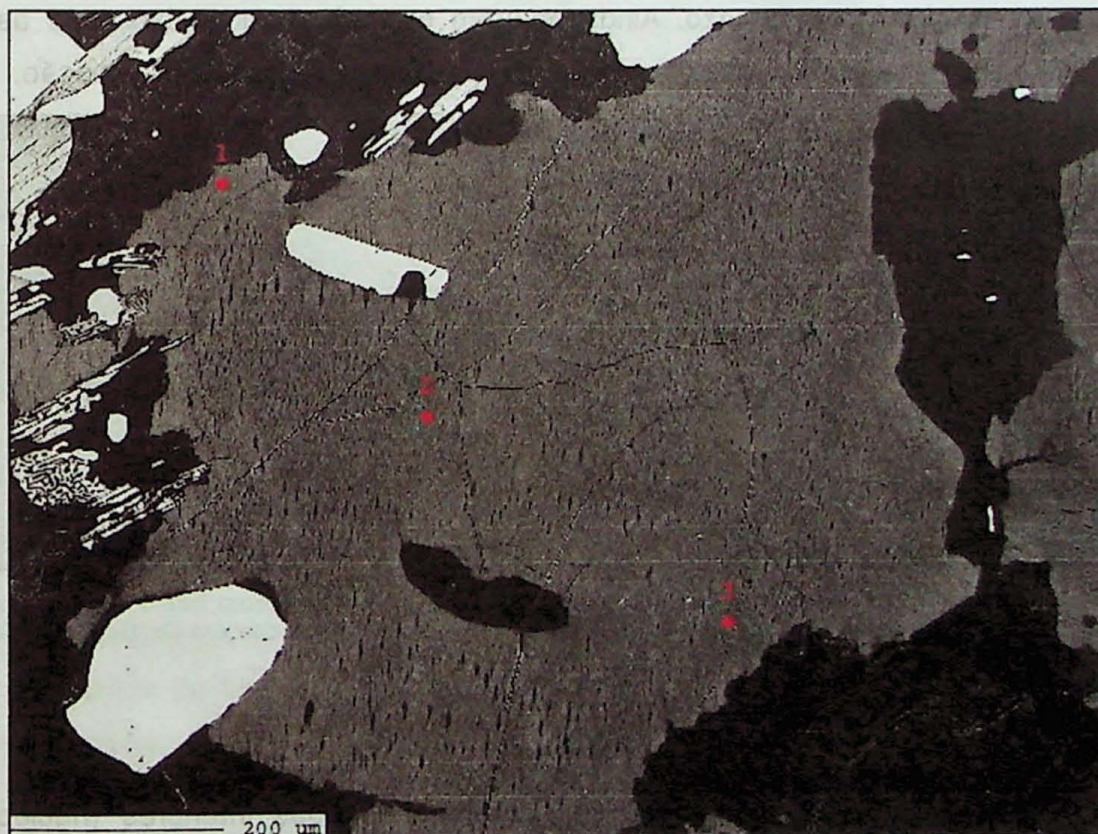


Figura 44: Exemplar de sanidina peritítica com variação composicional borda-núcleo. Seção ARA-1B.

5.5.1.5 Espinélio

Os espinélios analisados para a seção ARA-1B (Figura 45) apresentam composição relativamente homogênea, com fórmula geral: $\text{Fe}^{2+}_{(0,76-0,83)}\text{Mg}_{(0,33-0,26)}\text{Al}_{(1,84-1,88)}\text{Cr}_{(0-0,01)}\text{O}_4$. Esta análise, junto com a ausência de Cr, indica que os espinélios são membros intermediários da série hercinita ($\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$) e espinélio puro (MgAl_2O_4). Localmente, em textura caracterizada por espinélios incluídos em cordierita envolvida por granada, as análises mostraram aumento no teor de Cr e Mg, diminuição de Fe e fechamento de óxidos totais menor que o esperado. Para estes espinélios a fórmula dá-se por: $\text{Fe}^{2+}_{(0,67-0,76)}\text{Mg}_{(0,37-0,32)}\text{Al}_{(1,87-1,92)}\text{Cr}_{(0,04-0,06)}\text{O}_4$.

5.5.1.6 Ilmenita

As análises químicas da ilmenita na seção ARA-1B apontam fórmula geral: $\text{Fe}^{2+}_{(1,01-1,09)}\text{Mg}_{(0,03-0,05)}\text{Ti}_{(0,87-0,93)}\text{O}_3$.

5.5.2 Seção ARA-2B

A seção ARA-2B, como descrito na seção 7.4.2, apresenta porfiroblasto de granada fraturada de cerca de 2 cm, com bordas irregulares e algumas inclusões. Adicionalmente, ocorrem texturas ricas em ortopiroxênio e granada, intersticiais em relação a cristais mais finos de plagioclásio e quartzo. Ainda ocorrem granadas poiquiloblásticas associadas à biotita e cordierita e trilhas ricas em cordierita e espinélio subparalelas à foliação.

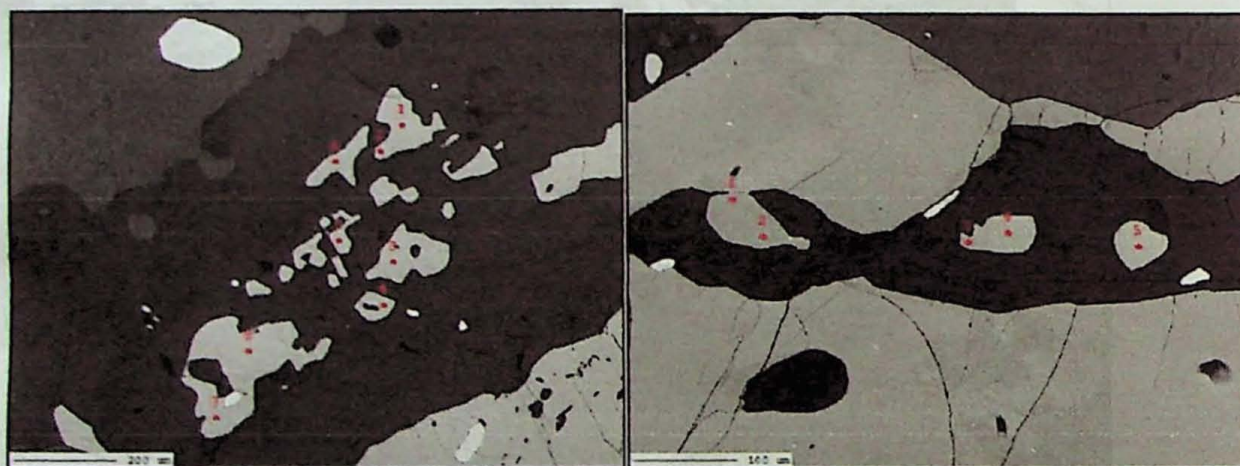


Figura 45: Texturas com espinélio e cordierita. À esquerda, espinélios com baixo Cr e Mg, mais ricos em Fe. Na parte direita, textura com análises levemente enriquecidas em Cr. Seção ARA-1B.

5.5.2.1 Granada

Para os grãos de granada da matriz, as porções interiores (núcleo e manto) apresentaram $\text{Mg\#}$ variando entre 0,37 e 0,41; X_{Alm} entre 0,58 e 0,60; X_{Prp} entre 0,35 e 0,40; X_{Grs} e X_{Sps} variando entre 0,3 e 0,2. Já nas bordas, as granadas apresentaram: $\text{Mg\#}$ variando entre 0,31 e 0,41; X_{Alm} entre 0,57 e 0,65; X_{Prp} entre 0,29 e 0,39; além de X_{Grs} e X_{Sps} variando entre 0,3 e 0,2. Foi possível também notar um controle textural na química mineral

das granadas (**Figura 46**). Para análises nas granadas xenoblásticas ricas em inclusões, foram encontrados valores médios menores de **Mg#** (0,36) e **X_{Prp}** (0,34) e maiores de **X_{Alm}** (0,61), quando comparados aos valores das granadas límpidas idioblásticas (**Mg#** = 0,40, **X_{Prp}** = 0,38 e **X_{Alm}** = 0,57).

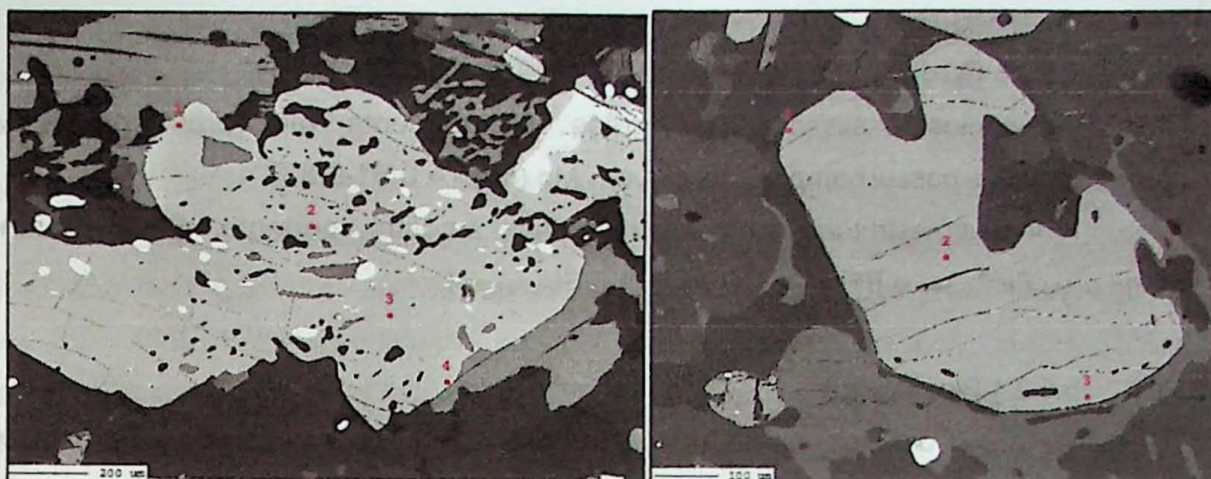


Figura 46: Diferença textural e análises realizadas em granadas poiquiloblásticas, acima; e granadas idioblásticas livres de inclusões, abaixo. Seção ARA-2B.

Já o perfil realizado no porfiroblasto de granada incluiu 28 pontos regularmente espaçados (**Figura 47**), e foi possível notar o enriquecimento em **X_{Alm}** e empobrecimento de **Mg#** e **X_{Prp}** na porção interior do mineral.

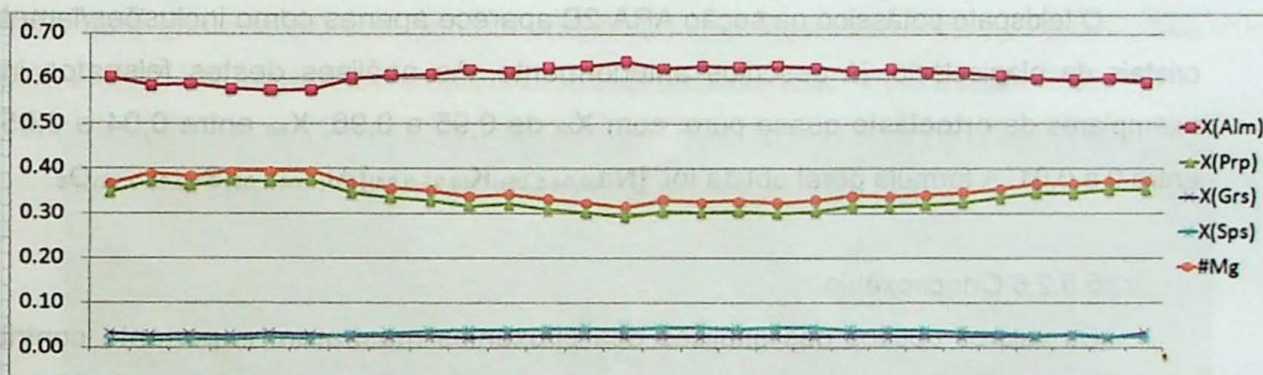


Figura 47: Perfil do porfiroblasto de granada encontrado da seção ARA-2B (N=28).

A fórmula geral do porfiroblasto de granada torna-se $\text{Fe}^{2+}_{(1,79-1,94)}\text{Mn}_{(0,4-0,13)}\text{Mg}_{(0,87-1,0)}\text{Ca}_{(0,07-0,10)}\text{Al}_{(2,02-2,04)}\text{Si}_{(2,91-2,96)}\text{O}_{12}$.

5.5.2.2 Biotita

Os grãos de biotita analisados possuem pequenas variações composicionais, e de maneira geral as análises de biotita inclusa em granada possuem teores mais baixos de Ti e Fe^{I} (0,48-0,59 a.p.f.u. e 1,56-1,61 a.p.f.u., respectivamente), com **Mg#** variando de 0,66-0,67. As análises realizadas em biotita da matriz apresentam, em geral, valores levemente maiores de Ti e Fe^{I} nas porções centrais. Para as análises realizadas em biotita da matriz, os valores de **Mg#** variam entre 0,62 e 0,71, Ti entre 0,56-0,69, Al^{IV} entre 2,64 e 2,75 e Al^{VI} entre 0,02 e 0,17 a.p.f.u.

Desse modo, a fórmula estrutural da biotita inclusa em granada é: $[K_{(1,88-1,94)}Na_{(0,02-0,04)}][Al_{(0,29-0,48)}Ti_{(0,48-0,59)}Mg_{(3,15-3,21)}Fe^{t}_{(1,56-1,61)}][Al_{(2,77-2,84)}Si_{(5,16-5,23)}]O_{20}[OH_{(3,92-3,96)}F_{(0,03-0,06)}Cl_{(0,01-0,02)}]$; e para a biotita da matriz: $[K_{(1,90-1,98)}Na_{(0-0,02)}][Al_{(0,02-0,17)}Ti_{(0,56-0,69)}Mg_{(3,02-3,53)}Fe^{t}_{(1,43-1,89)}][Al_{(2,64-2,75)}Si_{(5,25-5,36)}]O_{20}[OH_{(3,87-3,95)}F_{(0,04-0,09)}Cl_{(0,01-0,04)}]$.

5.5.2.3 Cordierita

Os pontos analisados nos grãos de cordierita mostraram pouca variação composicional e possui composição rica em Mg ($Mg\# = 0,81-0,83$).

A fórmula estrutural da cordierita dessa amostra, portanto, é representada por: $[Mg_{(1,60-1,65)}Fe^{2+}_{(0,34-0,38)}][Fe^{3+}_{(0,05-0,10)}Al_{(4,05-4,08)}Si_{(4,84-4,88)}]O_8$.

5.5.2.4 Plagioclásio

Os grãos de plagioclásio da seção ARA-2B possuem composição relativamente homogênea, com X_{ab} de 0,64 a 0,67, X_{an} entre 0,31 e 0,33 e X_{or} menores que 0,03. A fórmula obtida para os plagioclásios da seção é: $[Na_{(0,66-0,63)}Ca_{(0,31-0,32)}]Al_{(1,34-1,35)}Si_{(2,67-2,66)}O_8$ e todos podem ser classificados como **andesina**.

5.5.2.5 K-Feldspato

O feldspato potássico na seção ARA-2B aparece apenas como inclusões/lamelas em cristais de plagioclásio, já descritos anteriormente. As análises destes feldspatos indicam exemplares de **ortoclásio** quase puro, com X_{or} de 0,95 a 0,96, X_{ab} entre 0,04 e 0,05 e X_{an} entre 0 e 0,01. A fórmula geral obtida foi: $[Na_{(0,04-0,05)}K_{(0,96-0,94)}]Al_{(1,04-1,05)}Si_{(2,93-2,95)}O_8$.

5.5.2.6 Ortopiroxênio

Os valores obtidos nas análises dos piroxênios mostraram importante contribuição de Al no sítio de coordenação tetraédrica e no sítio M1 e ausência de Na, de maneira que a fórmula geral para os ortopiroxênios da seção ARA-2B é: $[Fe^{2+}_{(0,73-0,80)}Mg_{(0,26-0,19)}Mn_{(0,01)}][Mg_{(0,91-0,96)}Al_{(0,08-0,03)}Ti_{(0-0,01)}][Si_{(1,82-1,88)}Al_{(0,18-0,12)}]O_6$. Todas as análises realizadas nos ortopiroxênios mostraram valores altos de Q ($Ca+Mg+Fe^{2+}$), variando entre 1,91 e 1,95, com J ($2*Na$) sempre 0. Deste modo, todos serão classificados no diagrama **QUAD**, para piroxênios ricos em Ca-Fe-Mg (Morimoto, 1988). Como a proporção $Fe/(Fe+Mg)$ é de aproximadamente 40%, podemos classificar os ortopiroxênios como **hiperstênios aluminosos**.

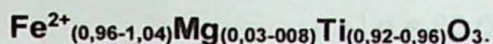
5.5.2.7 Espinélio

As análises realizadas nos espinélios encontrados nas trilhas de cordierita apresentaram fórmula geral $Fe^{2+}_{(0,77-0,79)}Mg_{(0,34-0,32)}Al_{(1,87-1,90)}Cr_{(0-0,01)}O_4$. Novamente, podem

ser classificados como pertencentes à série **hercinita-espinélio puro**. Nestas análises, o total de óxidos calculado ficou próximo a 101%.

5.5.2.8 Ilmenita

As análises químicas da ilmenita na seção ARA-2B apontam fórmula geral:



5.5.3 Seção ARA-4R1

A seção ARA-4R1 possui textura caracterizada por agregados de ortopiroxênio pleocroico com granada, de hábitos subidioblásticos, em contato com porções ricas em cordierita, plagioclásio e quartzo subidioblásticos a xenoblásticos, de cristais médios. Localmente ainda ocorre textura de granada intersticial xenoblástica mais grossa em contato com quartzo.

5.5.3.1 Granada

Analisando a química mineral dos grãos de granada intersticiais e aquelas acompanhadas de ortopiroxênio (**Figura 48**), é possível fazer algumas observações: na granada intersticial, o **Mg#** varia entre 0,42 e 0,43; X_{Alm} entre 0,54 e 0,56; X_{Prp} entre 0,40 e 0,42. Já a granada em contato com ortopiroxênio, o **Mg#** varia entre 0,37 e 0,40, X_{Alm} entre 0,57 e 0,60; X_{Prp} entre 0,35 e 0,39. Ambas apresentam $X_{\text{Grs}} = 0,03$ e $X_{\text{Sps}} = 0,01$.

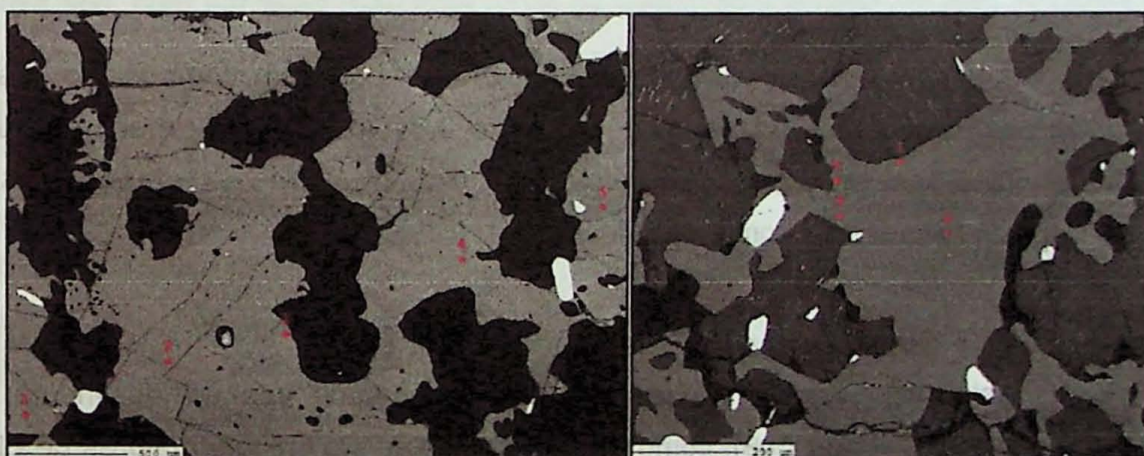


Figura 48: Diferença textural entre granadas, intersticial em relação ao quartzo à esquerda e em contatos retos com ortopiroxênio à direita. Seção ARA-4R1.

Assim, a fórmula geral para a granada em contato com ortopiroxênio é: $\text{Fe}^{2+}_{(1,74-1,82)}\text{Mn}_{(0,3-0,5)}\text{Mg}_{(1,04-1,12)}\text{Ca}_{(0,08-0,10)}\text{Al}_{(2,01-2,05)}\text{Si}_{(2,92-2,96)}\text{O}_{12}$. Já a fórmula geral para a granada intersticial é: $\text{Fe}^{2+}_{(1,57-1,71)}\text{Mn}_{(0,4)}\text{Mg}_{(1,12-1,22)}\text{Ca}_{(0,08-0,09)}\text{Al}_{(1,93-2,06)}\text{Si}_{(2,93-3,26)}\text{O}_{12}$.

5.5.3.2 Biotita

A biotita analisada nessa lâmina possui em geral altos valores de Ti (até 0,80 a.p.f.u.) e F (até 0,26 a.p.f.u.). Texturalmente não é possível separar grupos distintos com

química diferente, no entanto dois grupos químicos podem ser separados: um primeiro grupo de alto Ti e valores maiores de Fe^t e menores de Mg (Ti variando entre 0,69-0,80, Mg entre 3,44-3,74 e Fe^t entre 1,22-1,49 a.p.f.u.); e um grupo com valores menores de Ti e Fe^t e teores maiores de Mg (Ti variando entre 0,51-0,66, Mg entre 3,59-4,19 e Fe^t entre 1,06-1,47). Os valores de F e Cl são relativamente altos, especialmente F, para os dois grupos (F variando entre 0,16 e 0,26 e Cl variando entre 0,05 e 0,08 a.p.f.u.).

Vale ressaltar a leve deficiência em Al nos grãos analisados dessa amostra, com fechamento de soma de Si e Al no sítio tetraédrico menores que 8 (7,86-7,99).

Para os dois grupos químicos de biotita, as fórmulas estruturais podem ser expressas como: $[K_{(1,85-1,95)}Na_{(0,01-0,05)}][Ti_{(0,69-0,80)}Mg_{(3,44-3,74)}Fe^t_{(1,22-1,49)}][Al_{(2,45-2,60)}Si_{(5,34-5,46)}]O_{20}[OH_{(3,71-3,79)}F_{(0,16-0,22)}Cl_{(0,05-0,07)}]$ para a biotita de mais alto Ti; e $[K_{(1,84-1,95)}Na_{(0,01-0,04)}][Ti_{(0,51-0,66)}Mg_{(3,59-4,19)}Fe^t_{(1,06-1,47)}][Al_{(2,45-2,54)}Si_{(5,40-5,52)}]O_{20}[OH_{(3,66-3,79)}F_{(0,16-0,26)}Cl_{(0,05-0,08)}]$ para a biotita de teores menores de Ti.

5.5.3.3 Cordierita

Pouca variação composicional foi observada nos pontos analisados nos grãos de cordierita, os quais possuem composição rica em Mg (Mg# = 0,82-0,83).

A fórmula estrutural da cordierita dessa amostra, portanto, é representada por: $[Mg_{(1,62-1,64)}Fe^{2+}_{(0,34-0,36)}][Fe^{3+}_{(0,06-0,08)}Al_{(4,03-4,08)}Si_{(4,85-4,89)}]$.

5.5.3.4 Plagioclásio

Os grãos de plagioclásio da seção ARA-4R1 possuem composição relativamente homogênea, com X_{ab} de 0,56 a 0,63, X_{an} entre 0,34 e 0,37 e X_{or} menores que 0,07. A fórmula obtida para os plagioclásios da seção é: $[Na_{(0,62-0,65)}Ca_{(0,33-0,37)}]Al_{(1,37-1,42)}Si_{(2,65-2,59)}O_8$ e podem ser classificados como **andesina**.

5.5.3.5 K-Feldspato

O feldspato potássico na seção ARA-4R1 aparece apenas localmente, em duas texturas principais (**Figura 49**): como inclusões/lamelas em cristais maiores de plagioclásio ou em bordas de reação junto a cristais de ortopiroxênio e biotita:

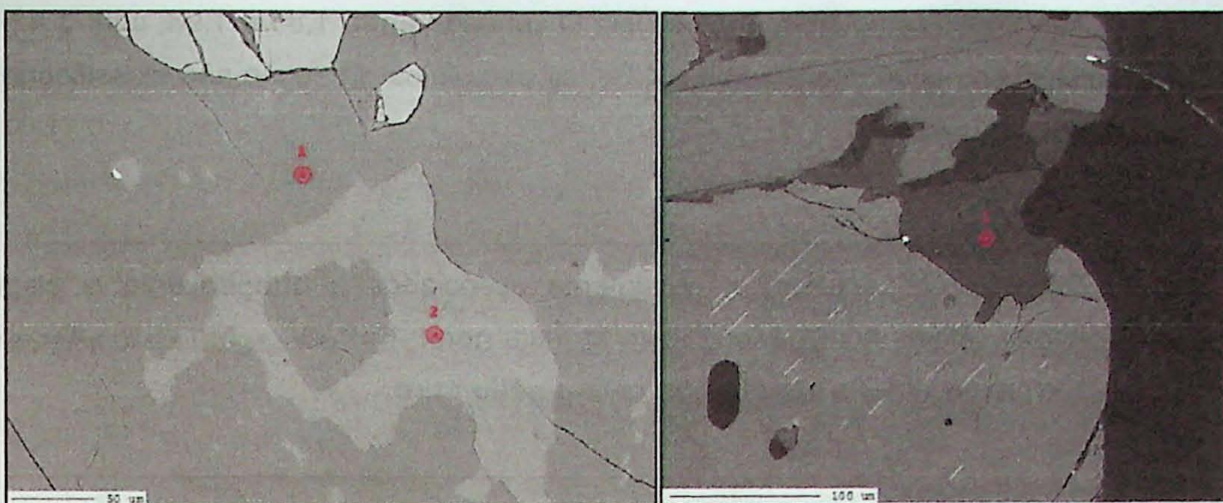


Figura 49: Feldspatos potássicos associados ao plagioclásio, à esquerda e junto ao ortopiroxênio e à biotita, à direita. Seção ARA-4R1.

Quimicamente, tais exemplares também apresentam diferenças, sendo as inclusões mais próximas do **ortoclásio** puro (X_{or} entre 0,94 e 0,98) e os feldspatos nas bordas levemente enriquecidos em albita (X_{or} entre 0,85 e 0,88; X_{ab} entre 0,11 e 0,14). Respectivamente, as fórmulas gerais são $[Na_{(0,02-0,06)}, K_{(0,97-0,94)}]Al_{(1,04-1,05)}Si_{(2,94)}O_8$ e $[Na_{(0,12-0,14)}, K_{(0,89-0,86)}]Al_{(1,04)}Si_{(2,93-2,94)}O_8$.

5.5.3.6 Ortopiroxênio

As análises de ortopiroxênio na seção ARA-4R1 apresentam certo controle textural (**Figura 50**), com variação marcante entre os exemplares intersticiais com inclusões locais de plagioclásio e espinélio; e os piroxênios encontrados junto à biotita, em possíveis bordas de reação.

Na textura intersticial, os piroxênios apresentam teores mais baixos de Mg e Al, e teores mais altos de Fe^{2+} com relação aos piroxênios com biotita. A fórmula é: $[Fe^{2+}_{(0,77-0,79)}, Mg_{(0,22-0,19)}, Mn_{0,01}][Mg_{(0,81-0,86)}, Al_{(0,13-0,07)}, Ti_{(0-0,01)}][Si_{(1,76-1,83)}, Al_{(0,24-0,17)}]O_6$. Para os piroxênios com biotita, a fórmula geral é dada por: $[Fe^{2+}_{(0,66-0,71)}, Mg_{(0,34-0,29)}, Mn_{(0-0,01)}][Mg_{(0,91-0,94)}, Al_{(0,09-0,06)}, Ti_{(0-0,01)}][Si_{(1,82-1,84)}, Al_{(0,20-0,15)}]O_6$.

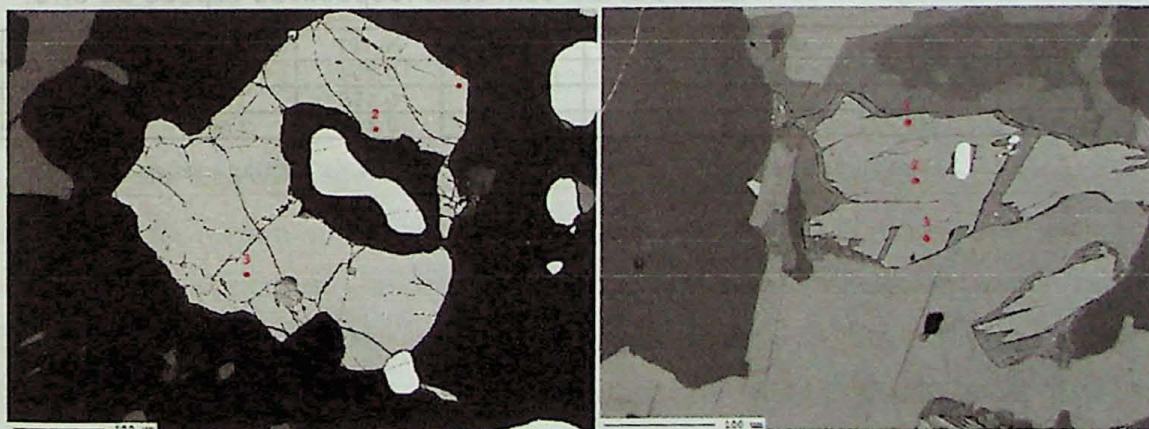


Figura 50: Piroxênio intersticial com inclusões, à esquerda, e associação de piroxênio-biotita, à direita. Seção ARA-4R1.

As análises como um todo possuem **Q** variando entre 1,85 e 1,93, com **J** = 0. Como **Fe/(Fe+Mg)** varia entre cerca de 35 e 43%, os piroxênios da seção são classificados como **hiperstênios**.

5.5.3.7 Espinélio

Os espinélios analisados, geralmente associados a ortopiroxênio e plagioclásio apresentaram valores homogêneos, com fórmula geral: $\text{Fe}^{2+}_{(0,70-0,74)}\text{Mg}_{(0,35-0,33)}\text{Al}_{(1,89-1,92)}\text{Cr}_{(0,02-0,04)}\text{O}_4$ e pertencentes à série **hercinita-espinélio puro**.

5.5.3.8 Ilmenita

Das análises químicas da ilmenita na seção ARA-4R1 obtemos a fórmula geral: $\text{Fe}^{2+}_{(0,92-0,94)}\text{Mg}_{(0,07-0,09)}\text{Ti}_{(0,97-0,99)}\text{O}_3$.

5.6 Geotermobarometria

Aqui serão apresentados os dados geobarométricos preliminares obtidos durante uma primeira análise. Os estudos geotermobarométricos terão continuidade na sequência da pesquisa. Para a obtenção dos resultados geotermobarométricos aqui apresentados, foram consideradas as associações minerais completas para cada seção delgada, ou seja, todas as fases minerais e *end-members* descritos foram considerados. É importante notar que esta aproximação desconsidera as relações entre a formação dos minerais metamórficos, a evolução do metamorfismo e suas fases de pico e de retrometamorfismo, por exemplo. O arquivo de saída do THERMOCALC, com as reações utilizadas e resultados obtidos, está no **ANEXO VIII** (Cd-rom)

Como será discutido na **seção 5.7**, não houve tempo hábil para a realização de análises mais detalhadas e utilização de outros métodos geotermobarométricos devido ao calendário e à disponibilidade tardia para o uso da microsonda.

A **Tabela 3** e a **Figura 51** ilustram os dados geotermobarométricos calculados com a ferramenta *Average PT* do THERMOCALC com suas respectivas elipses de erro:

SAMPLE	avT	sdT	avP	sdP	corrPT	T (K)	sigfit	sd(fit)
ARA-1B	957	75	9.5	1	0.754	1230	1.64	1.42
ARA-2B	1047	61	7.4	1.1	0.158	1320	1.11	1.54
ARA-4R1	1016	58	8.3	1.3	0.147	1289	1.29	1.54

Tabela 3: Dados obtidos no THERMOCALC para as rochas estudadas.

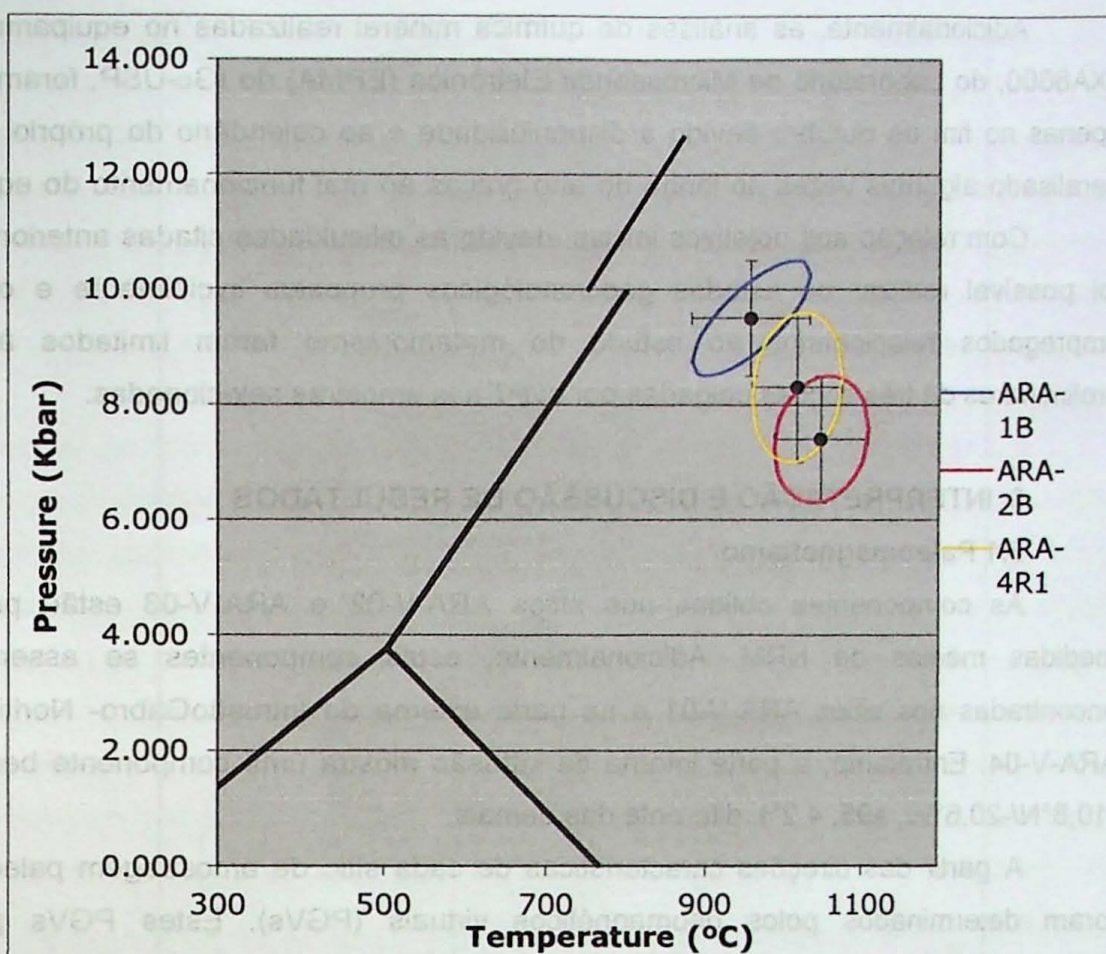


Figura 51: Plot das elipses calculadas para as seções analisadas.

Entre os dados obtidos, verificamos temperaturas variando entre 900 e 1100 °C e pressões entre 7 e 10 kbar. Considerando os dados obtidos preliminarmente, podemos considerar as condições de pico metamórfico para as rochas estudadas como de metamorfismo de ultra-alta temperatura, tanto para o metamorfismo regional dos migmatitos metatexíticos (seções ARA-1B e ARA 2B) como o metamorfismo de contato vinculado ao corpo gabro-norítico (seção ARA-4R1).

5.7 Dificuldades e alterações na pesquisa

Apesar das atividades de campo terem corrido de acordo com o planejamento feito, houveram algumas dificuldades durante a pesquisa, principalmente nas etapas laboratoriais.

Houveram dificuldades na obtenção dos dados de desmagnetização por campos alternados, uma vez que esperava-se utilizar o sistema RAPID do Laboratório USPmag (IAG-USP), que realiza análises automatizadas de até 100 amostras simultaneamente. Entretanto, as primeiras amostras não apresentaram resultados bons com este equipamento, ocorrendo rotação das amostras dentro do equipamento e perda da orientação do vetor magnético. Desta maneira, optou-se pelo equipamento LDA-3A para desmagnetização, seguido de medidas de magnetização no equipamento JR-6, havendo assim um acréscimo substancial na carga horária laboratorial.

Adicionalmente, as análises de química mineral realizadas no equipamento JEOL-JXA8600, do Laboratório de Microsonda Eletrônica (EPMA) do IGc-USP, foram realizadas apenas no fim de outubro devido à disponibilidade e ao calendário do próprio laboratório, paralisado algumas vezes ao longo do ano graças ao mal funcionamento do equipamento.

Com relação aos objetivos iniciais, devido as dificuldades citadas anteriormente, não foi possível realizar os estudos geocronológicos propostos inicialmente e os métodos empregados relacionados ao estudo do metamorfismo foram limitados às análises preliminares de três seções delgadas por *avPT* nas amostras selecionadas.

6. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

6.1 Paleomagnetismo

As componentes obtidas nos sítios ARA-V-02 e ARA-V-03 estão próximas às medidas médias de NRM. Adicionalmente, estas componentes se assemelham às encontradas nos sítios ARA-V-01 e na parte externa da Intrusão Gabro-Norítica do sítio ARA-V-04. Entretanto, a parte interna da intrusão mostra uma componente bem marcada ($10,8^{\circ}\text{N}/20,6^{\circ}\text{W}$, $\alpha_{95}: 4,2^{\circ}$), diferente das demais.

A partir das direções características de cada sítio de amostragem paleomagnética foram determinados polos geomagnéticos virtuais (PGVs). Estes PGVs podem ser comparados aos polos de referência já estabelecidos na bibliografia, para rochas da América do Sul, como mostra a **Figura 52** (projeções realizadas no *software* GMAP).

É possível notar que tanto os diques basálticos como a parte externa da intrusão gabro-norítica apresentam polos virtuais semelhantes aos polos calculados por Ernesto (2006), característicos do Cretáceo. Já o pólo virtual no interior da intrusão é semelhante aos polos virtuais cambrianos compilados por Trindade *et al.* (2006) (ver **Tabela 4**). Estas relações reforçam as idades geocronológicas já estabelecidas da literatura para as intrusões existentes na área, Cretácicas para os diques basálticos da Supersuíte Fundão e Cambrianas para a intrusão máfica da Supersuíte G5.

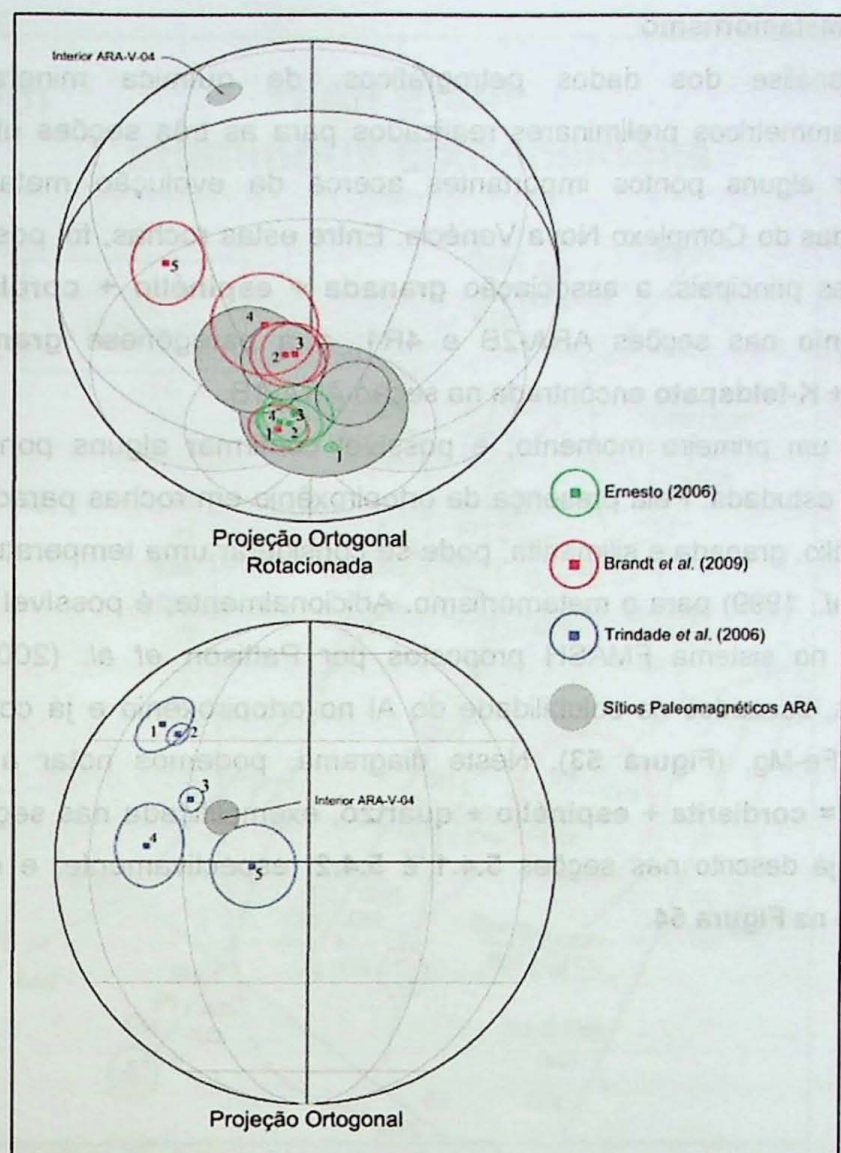


Figura 52: Projeções dos pólos virtuais de referência e pólos encontrados nos sítios paleomagnéticos ARA.

Referência	Paleo Longitude (°E)	Paleo Latitude (°N)	A95 (°)
Ernesto (2006)	-	-	-
1. Early Cretaceous (~130 Ma)	76.6	-85.3	1.5
2. Late Cretaceous (~80 Ma)	328.9	-80.6	7.3
3. Late Cretaceous (~70 Ma)	343.7	-78.5	8.1
4. Paleoceno (~50 Ma)	320.8	-79.1	5.7
Brandt et al. (2009)	-	-	-
1. Middle Permian-early Triassic	311	-80	6.9
2. Early Permian A	347	-62.4	8.1
3. Early Permian B	351.7	-62.5	7.6
4. Late Carboniferous	341	-54.3	12.4
5. Middle Carboniferous	317.5	-31.6	10
Trindade et al. (2006)			
1. Itabaina dykes	315	35	8
2. Bambuí+Salitre, C	322	32	3
3. Bambuí B	331	15	3
4. Juíz de Fora Complex	320	4	10
5. Piquete Formation (SA)	347	-1	10

Tabela 4: Dados de pólos virtuais de referência para rochas da América do Sul.

6.2 Metamorfismo

A análise dos dados petrográficos, de química mineral e dos cálculos geotermobarométricos preliminares realizados para as três seções utilizadas nos permite estabelecer alguns pontos importantes acerca da evolução metamórfica das rochas paraderivadas do Complexo Nova Venécia. Entre estas rochas, foi possível identificar duas paragêneses principais: a associação **granada + espinélio + cordierita + silimanita + ortopiroxênio** nas seções ARA-2B e 4R1; e a paragênese **granada + espinélio + cordierita + K-feldspato** encontrada na seção ARA-1B.

Em um primeiro momento, é possível confirmar alguns pontos já discutidos na bibliografia estudada. Pela presença de ortopiroxênio em rochas paraderivadas ricas em Al com espinélio, granada e silimanita, pode-se considerar uma temperatura mínima de 800°C (Spear *et al.*, 1999) para o metamorfismo. Adicionalmente, é possível utilizar as reações e diagramas no sistema FMASH propostos por Pattison *et al.* (2003) para metapelitos aluminosos, baseados na solubilidade do Al no ortopiroxênio e já corrigidos para a troca tardia de Fe-Mg, (Figura 53). Neste diagrama, podemos notar a reação **granada + silimanita = cordierita + espinélio + quartzo**, exemplificada nas seções ARA-1B e ARA-2B, como já descrito nas seções 5.4.1 e 5.4.2 respectivamente, e como pode ser visto novamente na Figura 54.

Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Referência
12.2	45.8	1200	1. Early Cretaceous (~130 Ma)
12.3	45.8	1200	2. Late Cretaceous (~80 Ma)
8.1	45.7	1200	3. Late Cretaceous (~70 Ma)
2.7	45.8	1200	4. Paleocene (~50 Ma)
			Grundy <i>et al.</i> (2009)
8.2	45.7	1200	1. Middle Permian-early Triassic
8.1	45.7	1200	2. Early Permian A
7.8	45.7	1200	3. Early Permian B
12.4	45.7	1200	4. Late Carboniferous
10	45.7	1200	5. Middle Carboniferous
			Thöni <i>et al.</i> (2006)
8	45.7	1200	1. Triassic dykes
9	45.7	1200	2. Balmuccia Suite C
3	45.7	1200	3. Balmuccia B
10	45.7	1200	4. Unit de Fora Complex
10	45.7	1200	5. Piquete Formation (SA)

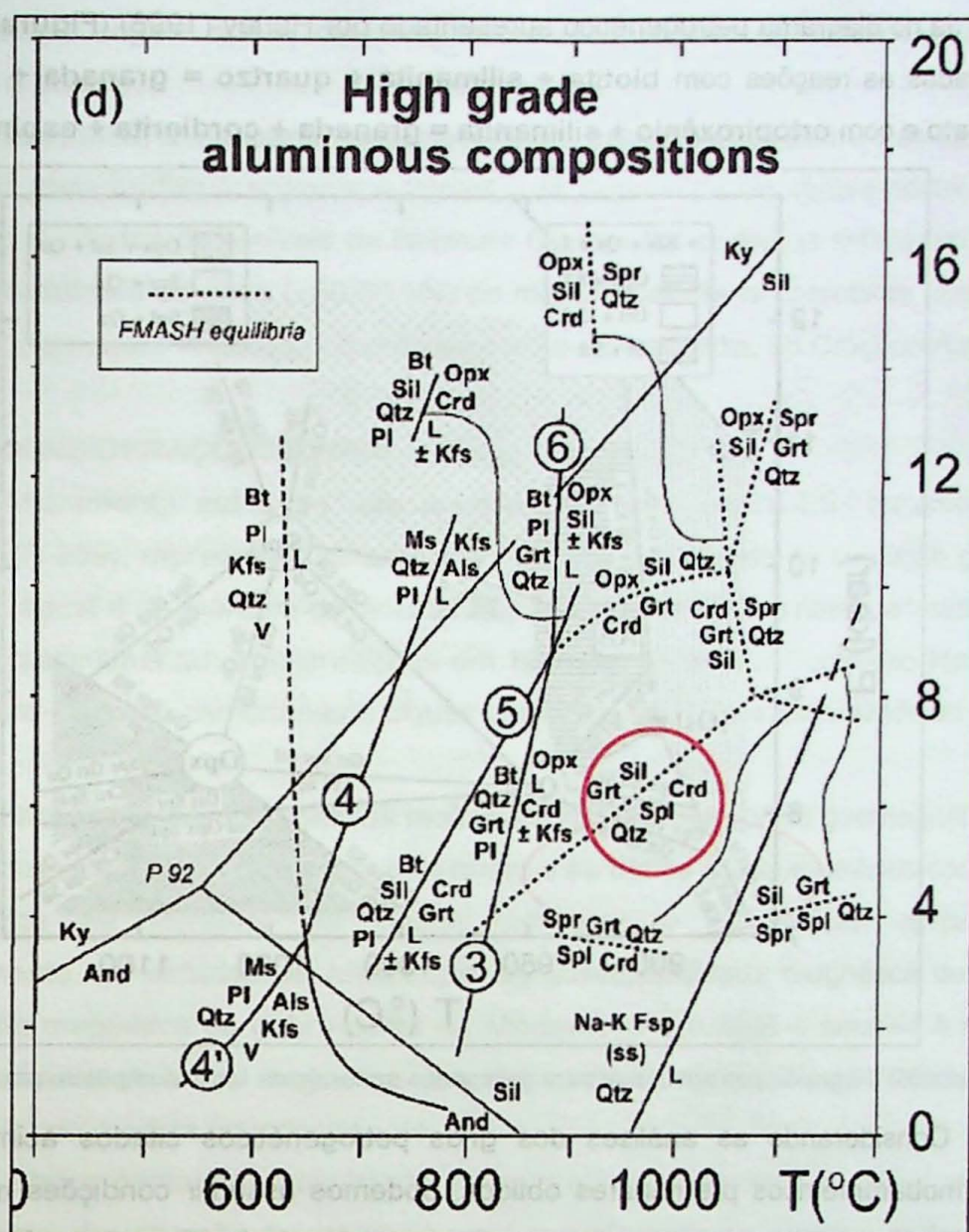


Figura 53: Diagrama petrogenético para metapelitos granulíticos proposto por Pattison *et al.* (2003).

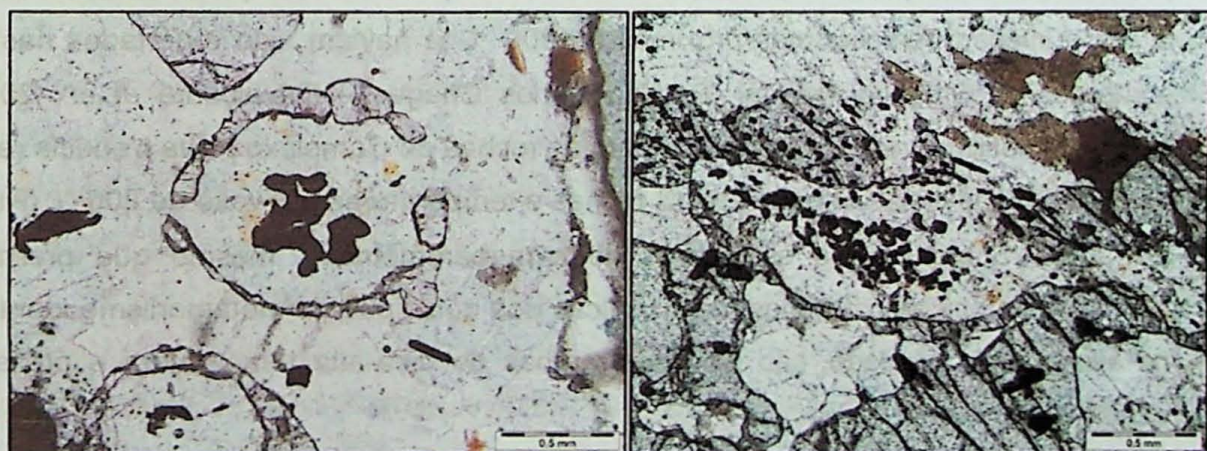


Figura 54: Textura característica de consumo de granada na formação de aglomerados ricos em espinélio e cordierita nas seções ARA-1B (esquerda) e ARA-2B (direita).

Já no diagrama petrogenético apresentado por Harley (1998) (Figura 55), podem ser destacadas as reações com biotita + silimanita + quartzo = granada + cordierita + k-feldspato e com ortopiroxênio + silimanita = granada + cordierita + espinélio.

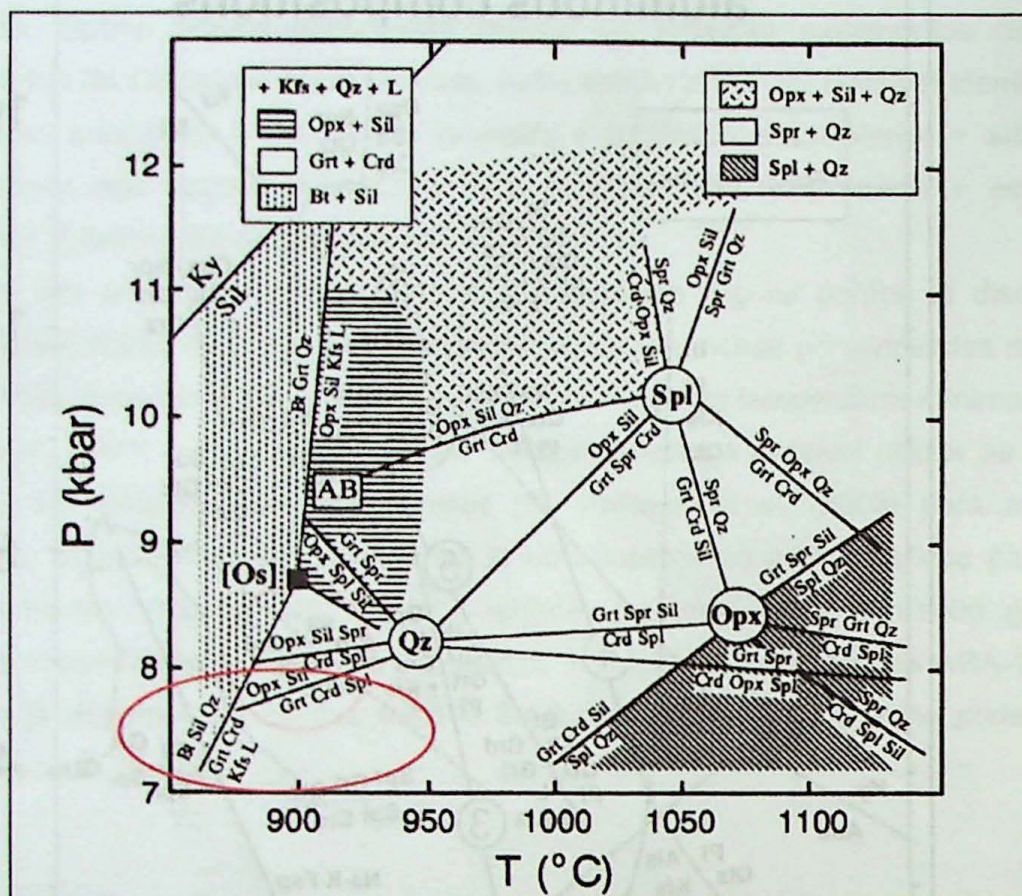


Figura 55: Diagrama petrogenético para parageneses minerais de UHT, compilado por Harley (1998).

Considerando as análises dos grids petrogenéticos citados acima e os dados geotermobarométricos preliminares obtidos, podemos assumir condições metamórficas de ultra-alta temperatura para o metamorfismo regional do Complexo Nova Venécia, a profundidades de aproximadamente 25-30 km, compatíveis com profundidades da crosta média a inferior. Temperaturas próximas à 1000 °C já haviam sido reportadas nas rochas anatéticas do Orógeno Araçuaí (Batólito Carlos Chagas – Cavalcante *et al.*, 2014), no entanto, as estimativas PT disponíveis para as rochas do Complexo Nova Venécia restringem as condições de metamorfismo dessas rochas a temperaturas por volta de 800 °C (Ritcher *et al.*, 2016). Sobretudo, as estimativas geotermobarométricas, mesmo que preliminares, demonstraram que as condições metamórficas dos dois tipos de metamorfismo identificados no afloramento estudado, são similares, ambas de ultra-alta temperatura e pressões da ordem de 8-9 kbar.

As observações de campo da zona de contato entre o gabro-norito, responsável pelo metamorfismo de contato cambriano, e as rochas granulíticas do Complexo Nova Venécia, demonstram um contato intrusivo difuso do gabro-norito com interação intensa com a rocha encaixante. O contato das rochas afetadas pelo metamorfismo de contato (hornfels) também

é difuso, o que sugere que a intrusão gabro-norítica ocorreu em condições relativamente profundas e quentes.

Dessa forma, a integração das informações apresentadas acima e as idades para os eventos de metamorfismo regional e intrusão da Supersuíte G5 (gastro-norito) obtidas em compilação de dados disponíveis na literatura (**Anexo III**), podemos estimar um período de dezenas de milhões de anos (~50-60 My) de manutenção de temperaturas altas (na ordem 800-900 °C), em profundidades compatíveis com a crosta média, no Orógeno Araçuaí.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O afloramento estudado nas proximidades de Colatina-ES, próximo à Vila de Baunilha (BR-259), representa um exemplar único para o estudo da evolução geológica do Orógeno Araçuaí e da margem continental Atlântica. Observam-se nesse afloramento desde rochas metassedimentares migmatíticas em fácies granulito do Complexo Nova Venécia, rochas gabro-noríticas cambrianas e diques basálticos cretácicos associados ao Lineamento Colatina.

Os trabalhos paleomagnéticos realizados identificaram pólos geomagnéticos virtuais para os diques basálticos e para o gastro-norito e os dados são compatíveis com pólos pré-estabelecidos na literatura de idades cretácicas e cambrianas, respectivamente. Adicionalmente, os estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética demonstraram que a trama magnética do gastro-norito no afloramento estudado é paralela à estrutura da rocha encaixante. A trama magnética das rochas do Complexo Nova Venécia também é paralela à trama medida em afloramento.

Os dados geotermobarométricos, mesmo que preliminares, sugerem condições de metamorfismo de ultra-alta temperatura para o metamorfismo regional e de contato, de idades Ediacarana e Cambriana, respectivamente, na ordem de 900-1000 °C e pressões em torno de 8-9 kbar. Esses dados preliminares, integrados às observações de campo, sugerem a manutenção de condições de ultra-alta temperatura por algumas dezenas de milhões de anos (50-60 My) na crosta média do Orógeno Araçuaí. Os diques basálticos do Lineamento Colatina marcam ainda a história de exumação a níveis rasos da crosta das rochas do Complexo Nova Venécia durante o Cretáceo.

Estudos geocronológicos com controle de estudos pormenorizados de metamorfismo e geotermobarometria serão necessários para melhor caracterizar as taxas de resfriamento e exumação do Orógeno Araçuaí, e serão realizados em uma próxima etapa de estudos, em nível de pós-graduação.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz S., Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43-64.
- Almeida, F.F.M. (1967). Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim DNPM/DGM*, 241, 36 p.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. (1981). Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- Babinski, M., Pedrosa-Soares A.C., Martins M., Liu D., Noce C.M., Karfunkel J. (2007). U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons from the Macaúbas Group, southeast Brazil: implications on the depositional age and provenance of pre-glacial and glaciogenic sediments. In: Symposium on Neoproterozoic-Early Palaeozoic Events in SW Gondwana, 3, IGCP-478, Stellenbosch, South Africa.
- Bento dos Santos, T.M., Munhá, J.M., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., Dias Neto, C. (2011). Metamorphic P-T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Geosciences Journal*, 15, 27-51.
- Borradaile, G.J., Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sciences*, 42, 49-93.
- Brandt, D., Ernesto, M., Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R. (2009). Paleomagnetism of the Santa Fé Group, central Brazil: Implications for the late Paleozoic apparent polar wander path for South America. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1-19.
- Brown, E.M. (1981). Paleomagnetic estimates of temperatures reached in contact metamorphism. *Geology*, 9(3), 112-116.
- Cavalcante, G.C.G, Vauchez, A., Merlet, C., Egydio-Silva, M., Bezerra de Holanda, M.H., Boyer, B., 2014. Thermal conditions during deformation of partially molten crust from TitaniQ geothermometry: rheological implications for the anatectic domain of the Araçuaí Belt, eastern Brazil. *Solid Earth*, 5, 1223-1242.
- Collinson, D.W. (1983). *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*. London: Chapman and Hall, 503 pp.
- De Campos C.P., Medeiros S.R., Mendes J.C., Pedrosa-Soares A.C., Dussin I., Ludka I.P., Dantas E.L. (2016). Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional even. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 248-268.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992). An Introduction to the Rock Forming Minerals, 2nd ed., Longman, Londres. 696 pp.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö. (1997). Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers. *Cambridge Studies in Magnetism Series*, 573 pp.

- Ernesto, M. (2006). Drift of south american platform since early cretaceous: reviewing the apparent polar wander path. *Geociências*, 25, 93-90.
- Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D. (2004). Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology*, 26, 1401-1418.
- Gonçalves L., Farina F., Lana C., Pedrosa-Soares A. C., Alkmim F., Nalini Jr. H. A. (2014). New U-Pb ages and lithochemical attributes of the Ediacaran Rio Doce magmatic arc, Araçuaí confined orogen, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 52, 129-148.
- Gonçalves L., Alkmim F., Pedrosa-Soares A.C., Dussin I.A., Valeriano C.M., Lana C., Tedeschi M. (2015). Granites of the intracontinental termination of a magmatic arc: an example from the Ediacaran Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *Gondwana Research*, 36, 439-458.
- Gradim C.T. (2013). Complexo Nova Venécia e magmatismo associado, Orógeno Araçuaí, Estado do Espírito Santo. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil. 93 pp.
- Gradim, C., Roncato, J., Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U., Dussin, I., Alkmim, F.F., Queiroga, G., Jacobsohn, T., Silva, L.C., Babinski, M. (2014). The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1), 155-180.
- Heilbron, M., Machado, N. (2003). Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125, 87-112.
- Harley, S.L. (1998). An appraisal of peak temperatures and thermal histories in ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism: the significance of aluminous orthopyroxene. *Memoirs of National Institute of Polar Research*, 53, 49-73.
- Holland, T.J.B., Powell, R. (1994). Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, 79, 120-133.
- Kirchvink, J.L. (1980). The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62(3), 699-718.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. (1989). Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim do Núcleo Minas Gerais - Sociedade Brasileira de Geologia*, 10, 171-174.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. (1996). U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 69, 347-361.

- Martins M.S, Karfunkel J., Noce C.M., Babinski, M., Pedrosa-Soares A.C.; Sial A.N. & Liu D. (2008). A seqüência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (4), 761- 772.
- Medeiros, S.R. (1999). Estudo Mineralógico, Petrológico, Geoquímico e Isotópico do Complexo Intrusivo de Várzea Alegre, ES. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, 174 pp.
- Mendes, J.C., Medeiros, S.R. & McReath, I. (2005). Cambro-Ordovician Magmatism in SE Brazil: U-Pb and Rb-Sr Ages, Combined with Sr and Nd isotopic data of charnockitic rocks from Várzea Alegre Complex. *Gondwana Research*, 8, 337-349.
- Mondou M. (2010). Structural and thermal evolution of a synkinematic batholith from the Neoproterozoic Araçuaí hot orogen (Eastern Brazil). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil 186 pp.
- Mondou M., Egydio-Silva M., Vauchez A., Raposo M.I.B., Bruguier O., Oliveira A. F. (2012). Complex, 3D strain patterns in a synkinematic tonalite batholith from the Araçuaí Neoproterozoic orogen (Eastern Brazil): Evidence from combined magnetic and isotopic chronology studies. *Journal of Structural Geology*, 39, 158- 179.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Munhá, J.M.U, Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G, Palácios, T. (2005). Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1), 123-134.
- Nalini Jr., H.A., Bilal, E., Correia Neves, J.M. (2000). Syn-collisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum suite (eastern Minas Gerais state, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 120-125.
- Noce, C.M., Macambira, M.B. & Pedrosa-Soares, A.C. (2000). Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 25-29.
- Noce, C.M, Pedrosa-Soares, A.C., Piuzeana, D., Armstrong R., Laux J.H, Campos, C., Medeiros, S.R. (2004). Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo state, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, 34, 587-592.
- Novo, T.A. (2013). Caracterização do Complexo Pocrane, Magmatismo Básico Mesoproterozóico e Unidades Neoproterozóicas do Sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em Geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICPMS). Tese de Doutorado, UFMG, Belo Horizonte, Brasil. 193 pp.

- Pattison, D.R.M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C.R.M. (2003). Temperatures of Granulite-facies Metamorphism: Constraints from Experimental Phase Equilibria and Thermobarometry Corrected for Retrograde Exchange. *Journal of Petrology*, 44, 867-900.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.B.P., Leonardos, O.H. (1992). Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C., Vidal, P., Leonardos, O.H., Brito-Neves, B.B. (1998). Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, 26, 519-522.
- Pedrosa-Soares, A.C., Wiedemann, C.M., Fernandes, M.L.S., Faria, L.F., Ferreira, J.C.H. (1999). Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 57-64.
- Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U.G., Nutman, A. (2000). Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: First U-Pb (SHRIMP) data from detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 58-61.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M., Pinto, C.P. (2001). The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323.
- Pedrosa-Soares, A.C., Castañeda, C., Queiroga, G., Gradim, C., Belém, J., Roncato, J., Novo, T., Dias, P., Gradim, D., Medeiros, S., Jacobhson, T., Babinski, M., Vieira, V. (2006a). Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, 14(2), 97-111.
- Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M.A. (2008). Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 294, 153-172.
- Pedrosa-Soares, A.C., De Campos, C., Noce, C.M., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, J., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmim, F.F. (2011). Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society, London, Special Publications*, 350, 25-51.
- Pedrosa-Soares, A.C. e Alkmim, F.F. (2015). The back-arc region of the Araçuaí Orogen and the Colatina Lineament System. *XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Field Trip Guide.
- Petitgirard, S., Vauchez, A., Egydio-Silva, M., Bruguiere, O., Camps, P., Monié, P., Babinski, M., Mondou, M. (2009). Conflicting structural and geochronological data from the

- Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted "hot" orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, 477, 174-196.
- Powell, R., Holland, T.J.B. (1985). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: Methods and a worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 327-342.
- Powell, R., Holland, T.J.B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179.
- Queiroga, G.N. (2010). Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil. 180 pp.
- Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Quéméneur, J., Castañeda, C. (2006). A unidade metassedimentar do ofiolito Ribeirão da Folha, Orógeno Araçuaí, Minas Gerais: Petrografia, Geotermobarometria e Calcografia. *Geonomos*, 14, 25-35.
- Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castañeda, C., Suita, M.T.F., Prichard, H. (2007). Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb Zircon (LA-ICPMS) dating of plagiogranite. *Geonomos*, 15(1), 61-65.
- Ritcher, F., Lana, C., Stevens, G., Buick, I., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Cutts, K. (2016). Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: Records from the Ediacaran Nova Venécia Complex (Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 272, 78-100.
- Rochette, P., Aubourg, C., Perrin, M. (1999). Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics*, 307, 219-234.
- Roncato, J.G. (2009). As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil. 102 pp.
- Siga Jr., O. (1986). A evolução geocronológica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil. 140pp.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R., Armstrong, R. (2008). Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, 13, 527-537.
- Sollner, E., Lammerer, B., Wiedemann-Leonardos, C.M. (2000). Dating the Ribeira Mobile Belt of Brazil. In: Sonderheft, Zeit. f. Angw. Geol., Hannover, 245-255.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T. (1999). *P-T* paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17-32.

- Tedeschi, M., Novo, T., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Tassinari, C., Silva, L.C., Gonçalves, L., Alkmim, F.F., Lana, C., Figueiredo, C., Dantas, E., Medeiros, S., Campos, C., Corrales, F., Heilbron, M. (2015). The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeiraorogenic system, SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 167-186.
- Trindade, R.I.F, D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito Neves, B.B. (2006). Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dykes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244, 361-377.
- Valeriano, C., Tupinambá, M., Simonetti, A., Heilbron, M., Almeida, J. e Eirado Silva, L. (2011). U-Pb LA-MCICPMS geochronology of Cambro-Ordovician postcollisional granites of the Ribeira Belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 416-428.
- Zijderveld, J.D.A. (1967). The natural remanent magnetization of the Exeter Volcanic Traps (Permian, Europ). *Tectonophysics*, 4, 121-153.

