

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

**ANÁLISE VARIETAL DE GRANADA E TURMALINA NO  
ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS *OFFSHORE*  
DA BACIA POTIGUAR, NE DO BRASIL**

**BRENDA DA ROCHA GAMALHO**

**ORIENTADOR - Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus**

**Porto Alegre, 2021**

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

**ANÁLISE VARIETAL DE GRANADA E TURMALINA NO  
ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS *OFFSHORE*  
DA BACIA POTIGUAR, NE DO BRASIL**

**BRENDA DA ROCHA GAMALHO**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

BANCA EXAMINADORA:

Léo Afrâneo Hartmann - Prof. Emérito - Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Guilherme Sonntag Hoerlle – IGEO/UFRGS - Instituto de Geociências - Universidade  
Federal do Rio Grande do Sul

Rosalia Barili da Cunha - Instituto do Petróleo e dos Recursos Naturais, Pontifícia  
Universidade Católica do Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado apresentada  
como requisito parcial para a obtenção  
do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre, 2021

### CIP - Catalogação na Publicação

Gamalho, Brenda  
ANÁLISE VARIETAL DE GRANADA E TURMALINA NO ESTUDO  
DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS OFFSHORE DA BACIA  
POTIGUAR, NE DO BRASIL / Brenda Gamalho. -- 2022.  
112 f.  
Orientador: Marcus Vinícius Dorneles Remus.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2022.

1. Proveniência. 2. Elementos Traços. 3. Granada.  
4. Turmalina . 5. Bacia Potiguar. I. Vinícius Dorneles  
Remus, Marcus, orient. II. Título.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao Instituto de Geociências e à PETROBRAS que possibilitaram a realização deste trabalho, e principalmente aos professores do instituto que reúnem esforços para manter a excelência acadêmica dentro da universidade.

Ao meu orientador de longa data, Marcus Remus, que sempre me atendeu com atenção e dedicação acrescentando em todo o desenvolver do trabalho críticas e sugestões construtivas para meu aprendizado, e que mesmo durante a pandemia manteve viva as discussões geológicas (via WhatsApp), a cada capítulo escrito. A prof. Lídia, a geóloga e técnica Susan e o técnico Gilberto do CECO, por toda a ajuda durante as atividades laboratoriais, conduzindo os trabalhos com leveza e alegria. Ao meu colega e amigo Anderson Baesso, geólogo de excelência, que não mediu esforços para me ajudar durante o processo, obrigada amigo!

Agradeço à minha família, mãe, pai, irmã e primo. E agradeço, sobretudo, ao Luís, pelos 11 anos de carinho e total apoio às minhas decisões. Sem esquecer de Olga e Cleidinha, que me acolheram na sua casa e permitiram que eu me concentrasse para escrever o artigo- apoio que foi fundamental para a conclusão deste trabalho.

Obrigada a todos!

## RESUMO

A composição dos elementos maiores da granada é considerada classicamente ótimo indicador de rochas-fonte e, por sua vez, permite avaliar e prever inicialmente a qualidade de potenciais reservatórios de hidrocarbonetos em estudos de proveniência. Entretanto, erros na interpretação da composição primária da granada podem ser induzidos, uma vez que existe sobreposição do campo de derivação de rochas ácidas/ígneas (type Bi) ao campo de derivação de rochas metassedimentares de baixo grau (Bii). O estudo de caso foi realizado em um poço (POT-4) do *offshore* da Bacia Potiguar (nordeste do Brasil), e contou com a análise de quatro amostras de arenitos pertencentes a Fm. Pescada e Fm. Alagamar (Mb. Galinhos e Mb. Upanema). Foram obtidas 173 análises pontuais de elementos maiores e traços (Zn, Y and REE) em granada detrítica, e 431 análises de elementos maiores em turmalina detrítica. Pelo método clássico, a maior parte dos grãos de granada foram interpretados como de origem ígnea, ao passo que a maior parte dos resultados de turmalina revelaram que as principais rochas fontes seriam metassedimentares de composição pelíticas/psamíticas. Relações entre elementos traços, como Y x Zn e HREE x LREE, permitiram discriminar granadas onde há sobreposição nos campos em diagramas ternários clássicos. Dos 124 grãos de granada detrítica interpretados como derivados de fontes graníticas (type Bi, usando elementos maiores) apenas 27% destes grãos apresentaram assinatura de elementos traço compatível com a interpretação clássica, os quais assumiram os maiores valores de Y (próximos ou superior a 800 ppm) e maiores valores de HREE (próximos ou superior a 600 ppm), sendo reclassificados em **type Bi' (origem ígnea)**. O restante destes grãos (73%) foi reclassificado como **type Bi''**, apresentando menores valores de Y (próximo ou inferior a 600 ppm) e menores valores de HREE (próximos ou inferior a 500 ppm), mostrando ser derivados de fontes metassedimentares de baixo grau. Assim, a sobreposição da composição de elementos maiores em campos de proveniência da granada ígnea x metassedimentar em diagramas discriminantes foi significativa e mascarou os resultados. Contudo, os elementos traços permitiram interpretar a rocha fonte principal para esse setor da bacia como metassedimentar de baixo grau, concordando com os resultados obtidos pelos elementos maiores da turmalina. Estes resultados, combinados com as informações disponíveis na literatura permitem associar o Terreno

Seridó (nordeste do Domínio Rio Grande do Norte/ Província Borborema) como a principal área fonte para esses sedimentos, com pegmatitos da Província Pegmatítica do Seridó e orto e paragnaisses do Complexo Caicó contribuindo mais frequentemente durante a deposição da Formação Pescada (base do poço). Os resultados, exclusivamente permitem avaliar os arenitos da Fm. Pescada e Alagamar, para o setor offshore estudado (POT-4), como relativamente de baixo potencial para reservatório.

**Palavras-Chave:** Proveniência, Elementos Traços, Granada, Turmalina, Bacia Potiguar.

## ABSTRACT

The composition of the major elements of garnet is considered an excellent indicator of source rocks and allows the initial assessment and prediction of the quality of potential hydrocarbon reservoirs in provenance studies. However, wrong interpretations of the provenance of garnets can be induced due to an overlap between the acidic/igneous rocks (type Bi) and low-grade metasedimentary rocks (Bii) provenance fields on the garnet provenance ternary diagram of Monge & Morton (2007). A case study was carried out in a well (POT-4) offshore the Potiguar Basin (northeast of Brazil) and included the analysis of four sandstone samples belonging to Pescada and Alagamar Formations (Galinhos and Upanema Members). The study comprises 173 punctual analyses of major and trace elements (Zn, Y, and REE) obtained in detrital garnet and 431 analyses of major elements in detrital tourmaline. Following the standard approach to the subject, most of the garnet grains were interpreted to have an igneous origin, while most of the tourmaline results revealed that the main source rocks would be metasedimentary rocks of pelitic/psamitic composition. Relationships between trace elements, such as Y x Zn and HREE x LREE, allowed the discrimination of the garnets where the provenance fields overlap. Of the 124 detrital garnet grains interpreted as derived from granitic sources (type Bi, using larger elements), only 27% of these grains showed a trace element signature compatible with the standard igneous origin interpretation, which assumed the highest Y values (close to or greater than 800 ppm) and higher HREE values (close to or greater than 600 ppm). To discriminate these different signatures, the grains that showed an igneous origin were grouped as type Bi'. The rest of the garnet grains (73%) were therefore grouped as type Bi'', showing lower Y values (close to or less than 600 ppm) and lower HREE values (close to or less than 500 ppm), and corresponding to a metasedimentary source of low grade. Thus, the trace elements allowed us to unmask the overlap of provenance fields on the ternary plot based on primary composition, and to interpret the main source rock for this sector of the basin as low-grade metasedimentary, in agreement with the results obtained by the major elements of tourmaline. These results, combined with the information available in the literature, allow us to associate the Seridó Terrain (northeast of the Rio Grande do Norte Domain/ Borborema Province) as the main source area for these sediments, with pegmatites from the

Seridó Pegmatitic Province and paragneisses from the Caicó Complex contributing more frequently during the deposition of the Pescada Formation (bottom of the well). Furthermore, the results demonstrate that sandstones of the Pescada and Alagamar Formations, for the studied offshore sector (POT-4), can be preliminarily evaluated as relatively low quality reservoirs.

**Keywords:** Provenance, Trace Elements, Garnet, Tourmaline, Potiguar Basin.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Mapa de localização da Bacia Potiguar. Fonte: Modificado de Bertani; Costa; Matos (1990). ..... 15
- Figura 2 - Diagrama esquemático mostrando a distribuição espacial dos principais processos atuantes durante o ciclo sedimentar, controladores da assembleia de minerais pesados encontrada em rochas sedimentares clásticas. Fonte: Modificado de Morton; Hallsworth, (1994). ..... 17
- Figura 3 - Seis principais espécies conhecidas de granada e suas variações colorimétricas decorrentes das variações de Fe, Mn e Cr. Fonte: Deear; Howier; Zussman (1992). ..... 21
- Figura 4 - Campos de proveniência utilizando geoquímica de elementos maiores na granada. Vértices do diagrama são dados pelos membros finais: P= piropo; Al= almandina; S= espessartita; AIS= almandina+espessartita; GAU= grossulária+andradita+uvarovita. Campos A= granadas atribuídas a rochas metassedimentares de grau alto (fácies granulito); BI= granadas atribuídas a granitoides; BII= granadas atribuídas a rochas metassedimentares; CI= granadas atribuídas a rochas metabásicas; CII= granadas atribuídas a rochas piroxeníticas e peridotíticas; D= atribuídas a rochas metassomáticas tipo skarn, metabasitos de baixo grau ou rochas de alto grau em granulito cálcio-silicáticos (MANGE; MORTON, 2007); e E= pegmatitos, aplitos e granitos Fonte: Deear; Howier; Zussman (1992); Morton; Knox; Hallsworth (2002), Remus *et al.* (2004). ..... 23
- Figura 5 - Diagramas ternários de proveniência de granada utilizando a combinação dos membros finais grossulária + andradita + schorlomita, almandina, piropo e espessartita. (a) Rochas ultrabásicas (peridotitos, eclogitos e kimberlitos); granitos; rochas calco-silicáticas, skarns e rodingites. 95% de todas as granadas ultrabásicas têm piropo 0,55%. (b) Granulitos, pelitos de fácies granulito com alto teor de Mg e xistos azuis. (c) Anfibolitos e rochas metabásicas subofiolíticas (SUGGATE; HALL, 2014). Em xistos resultantes do metamorfismo regional de sequências pelíticas comumente são encontradas granadas do tipo almandina. Já no metamorfismo de sequências enriquecidas em carbonatos de cálcio é produzido tipicamente andradita ( $\text{Ca}_3(\text{Fe}^{+3}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ) e grossulária ( $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ). Uvarovita ocorre sempre associada à grossulária, sendo encontrada principalmente em serpentinitos. Piropo

( $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ ), geralmente raro em rochas supracrustais, é geralmente relacionado a rochas ultramáficas/peridotíticas (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1966), onde as granadas magnesianas típicas do manto são frequentemente associadas à kimberlitos e lamproítos (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1997). Em estudos de kimberlitos, piropo com baixo Ca (sub-cálcico) e ricos em Cr de origem hazburgítica (Figura 6) está relacionado a um elevado potencial diamantífero (ROMBOUTS, 2003); teores de  $Na_2O > 0,066\%$  em granada também são considerados bons indicadores da presença de diamantes eclogíticos. Fonte: Rombouts (2003). .....24

Figura 6 - Diagrama estabelecido por Grutter *et al.* (2004) para classificação de granada pela relação  $CaO \times Cr_2O_3$ . Fonte: Rombouts (2013). .....25

Figura 7 - Campos de proveniência a partir de elementos-traço em granada, onde rochas ígneas intermediárias ácidas têm abundância de elementos de terras raras pesadas ( $\Sigma HREE > 600$  ppm) e ítrio ( $Y > 800$  ppm) em relação a granadas de metapelitos ( $\Sigma HREE < 300$  ppm,  $Y < 500$  ppm). Granadas de metapelitos de alto grau ( fácies granulito) geralmente têm maior abundância de elementos de terras raras leves ( $\Sigma LREE > 4$  ppm) e zinco ( $Zn > 150$  ppm). (a) Diagrama a partir dos valores de  $Y \times Zn$  (ppm) de granada; (b) diagrama a partir dos valores de  $\Sigma HREE \times \Sigma LREE$ . Fonte: Modificado de Hong *et al.* (2020). .....26

Figura 8 - Compilação dos elementos químicos que ocorrem nas turmalinas (coloridos). Os elementos em verde, ocorrem no sítio X; aqueles em roxo, no sítio Y; em azul, os do sítio Z; em laranja, no sítio T; em azul escuro pertencem ao sítio V e em vermelho ao sítio W. Apenas o B ocorre no sítio B. Elementos coloridos por mais de uma cor, foram relatados em múltiplos sítios. Elementos em cinza só ocorrem como traço ( $< 0,1$  wt%) e não são relacionados a nenhum sítio específico. Fonte: Sobiesiak (2019). .....27

Figura 9 - Diagrama clássico de proveniência a partir dos elementos maiores de turmalina. Os campos são indicados pelos números: 1-rochas graníticas ricas em Li, 2- granitos, pegmatitos e aplitos pobres em Li, 3- rochas graníticas alteradas hidrotermalmente, 4-metapelitos e metapsamitos ricos em Al, 5- metapelitos e metapsamitos pobres em Al, 6- rochas sedimentares ricas em  $Fe^{+3}$  (rochas a quartzo-turmalina, calcossilicáticas e metapelitos), 7- ultramáficas com baixo Ca e 8- metacarbonatos e metapiroxenitos. Os membros finais das espécies de turmalina são indicados pelos pontos pretos. Fonte: Modificado de Henry; Guidotti (1985). .....30

Figura 10 - Localização da Província Borborema. a) Orogenia Brasileira/ Pan Africana (~ 0.6 Ga) registrando a amalgamação continental final do oeste do Gondwana, que permitiu a evolução comum das província Borborema (NE do Brasil) e Nigeriana (W da África); b) Geologia da porção setentrional e transversal da Província Borborema e localização da Bacia Potiguar. Terrenos tectono-estratigráficos: TCC - Terreno Ceará Central; TBN - Terreno Banabuiú Terrain; TOJ - Terreno Orós-Jaguaribe; TRP - Terreno Rio-Piranhas; TSD- Terreno Seridó; TJC- Terreno São José do Campestre; TGJ- Terreno Granjeiro; TPB- Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP- Terreno Alto Pajeau; TAM- Terreno Alto Moxotó; TRC- Terreno Rio Capibaribe. Fonte: Modificado de Baesso *et al.* (2021). ..... 38

Figura 11 - Características texturais de granadas detríticas típicas (a, b, c) e grãos de turmalina (d, e, f) observadas ao microscópio petrográfico em luz polarizada paralela de arenitos estudados da bacia Potiguar. a) granada rosa claro com forma sub-arredondada; b) granada com textura facetada e trilhas de inclusão; c) granada de textura facetada e inclusões granulares dispersas; d) turmalina marrom com formato irregular; e) turmalina verde com formato prismático; f) grão arredondado de turmalina verde. .... 43

Figura 12 - Diagrama ternário baseado na composição de elementos maiores para as 4 amostras de arenito analisadas, discriminando granadas com diferentes protólitos- Rochas ultramáficas (peridotitos, eclogitos e kimberlitos), granitos, rochas calcossilicáticas, skarns, e rodingitos. Alm, Sps, Grs, Adr, Shr e Prp são almandina, espessartita, grossulária, andradita, shorlomita e piropo, respectivamente, baseados na porcentagem dos elementos correspondentes aos membros finais da granada. Fonte: Suggate; Hall (2014). .... 44

Figura 13 - a) Diagramas ternários de proveniência (MANGE; MORTON, 2007) baseados na composição de elementos maiores da granada para as amostras de arenito analisadas do POT-4. AIS (alm + sps) - GAU (grs + adr + uvr) - P (piropo), campos A - metassedimentos de fácies granulito e rochas ígneas félsicas intermediárias ou charnockitos (principalmente derivados de fontes crustais profundas, ricas em Mg, pobres em Ca), Bi - rochas ígneas intermediárias a félsicas (ricas em Fe, ricas em Mn), Bi - rochas metassedimentares médio-baixo, anfibolito-fácies (pobre em Mg, Ca variável), Ci - rochas metabásicas, Cii - rochas ultramáficas (ricas em Mg, a fronteira entre Ci e Cii é de 50% de conteúdo de magnésio), D - baixo

-grade rochas metabásicas ou contate rochas metamórficas metassomáticas (ricas em Ca). Os elementos maiores da granada são relatados no arquivo suplementar 1.

b) Diagramas de proveniência da turmalina Al-Fe-Mg (modificado de Henry; Guidotti, 1985). Os campos são: 1 - Pegmatitos graníticos e aplitos ricos em Li, 2 - Granitóides pobres em Li e seus pegmatitos e aplitos associados, 3 - Rochas de quartzo turmalina ricas em Fe<sup>3+</sup> (granitos hidrotermicamente alterados), 4 - Metapelitos e metapsamitos coexistindo com fase saturada em Al, 5 - Metapelitos e metapsamitos não coexistindo com fase saturada em Al, 6 - Fe<sup>3+</sup> - rochas ricas em quartzo-turmalina, calco-silicáticas, e metapelitos, 7 – Metaultramáficas com baixo Ca e metassedimentos ricos em Cr e V, e 8 - Metacarbonatos e metapiroxenitos. Os principais elementos da turmalina são mostrados no arquivo suplementar 2.....45

Figura 14 - a) Diagrama ternário para ilustrar as espécies de turmalinas detríticas em seus grupos primários (baseados na vacância do sítio X, Ca e Na + K); b) Classificação das turmalinas pertencentes ao grupo alcalino com ocupação dominante do sítio Y. Fonte: Henry *et al.* (2011).....46

Figura 15 - Gráficos baseados nos valores de Zn x Y e ΣHREE – ΣLREE de acordo com o tipo de granada A (a-b), Bi (c-d), Bii (e-f) e Ci (g-h). Fonte: Hong *et al.* (2020).  
.....48

Figura 16 - Porcentagem de grãos detríticos de granada tipo Bi (MANGE, Maria A.; MORTON, 2007) reclassificados como tipo Bi' Fonte: Hong *et al.* (2020), de acordo com a profundidade/idades do POT-4.....49

Figura 17 - Diagramas spider de ETR das granadas detríticas estudadas. (a): granada tipo A; (b): granada tipo Bi, subdivido em Bi' (Y > 590 ppm e HREE > 271 ppm) e Bi'' (Y < 800 ppm e HREE entre 32-547 ppm); (c) granadas tipo Bii; (d): granadas tipo Ci.  
.....50

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Razões de minerais pesados sensíveis à proveniência propostos por Morton e Hallsworth (1994). .....	18
Quadro 2 - Ordem de estabilidade e persistência dos minerais pesados, adaptado de Pettijohn; Potter; Siever (1973) em comparação ao padrão de estabilidade sob intemperismo ácido. ....	19
Quadro 3 - Características geoquímicas das granadas conforme os campos composicionais discriminantes de rochas-fonte. Definições de acordo com Morton (1985), Morton; Hallsworth; Chalton (2004), Remus <i>et al.</i> (2004). Subdivisões dos campos B e C em Bi, Bii, Ci e Cii de acordo com Mange; Morton (2007). ....	22
Quadro 4 – Principais espécies de turmalina aceitas pela IMA-CNMNC (Mineralogical Association's Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification). Fonte: Novák <i>et al.</i> (2009). ....	28
Quadro 5 - Valores de V, Ni, Zn, F e Mg na composição química da turmalina que auxiliam na discriminação da rocha fonte. Fonte: Henry; Dutrow (1992, 1996). ....	31

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Renomeação das variantes Bi' e Bi'', através da classificação via elementos-traço, dos 124 grãos de granada detrítica que foram classificadas em tipo Bi (granadas derivadas de fontes ígneas) através dos elementos maiores. ....	47
Tabela 2 - Tabela sumarizada dos <i>ranges de valores</i> mínimo e máximo dos elementos traços e terras raras analisados nas granadas detríticas e organizados em tipos A, Bi', Bi'', Bii e Ci .....	51

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
1.1 OBJETIVOS .....	14
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	14
<b>2. ESTADO DA ARTE: REVISÃO CONCEITUAL</b> .....	<b>16</b>
2.1 O USO DE MINERAIS PESADOS EM ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA .....	16
2.2 ANÁLISE VARIETAL DE GRANADA: COMPOSIÇÃO QUÍMICA .....	19
2.3 PROVENIÊNCIA DE GRANADAS DETRÍTICAS .....	21
2.4 ANÁLISE VARIETAL DE TURMALINA: COMPOSIÇÃO QUÍMICA .....	26
2.5 PROVENIÊNCIA DE TURMALINA DETRÍTICAS .....	28
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>32</b>
3.1 AMOSTRAGEM .....	32
3.2 MÉTODOS ANALÍTICOS .....	32
<b>3.2.1 Microsonda Eletrônica</b> .....	<b>32</b>
<b>3.2.2 ICP-MS</b> .....	<b>33</b>
<b>4. CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	<b>35</b>
4.1 BACIA RIFTE POTIGUAR .....	35
4.2 EMBASAMENTO: PROVÍNCIA BORBOREMA .....	37
<b>5. RESUMO DOS RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES</b> .....	<b>42</b>
5.1 ELEMENTOS MAIORES .....	42
5.2 ELEMENTOS-TRAÇO NA GRANADA DETRÍTICA .....	47
5.3 DISCUSSÕES .....	51
<b>5.3.1 Proveniência Sedimentar</b> .....	<b>52</b>
<b>5.3.2 Reflexões sobre a Persistência no Ciclo Sedimentar</b> .....	<b>54</b>
<b>6. CONCLUSÕES</b> .....	<b>56</b>
<b>7. ARTIGO</b> .....	<b>58</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>101</b>
<b>ANEXO A – Comprovantes de Submissão do Artigo Científico</b> .....	<b>111</b>

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1 OBJETIVOS

Este estudo tem como finalidade identificar potenciais áreas fontes dos sedimentos das seções rifte e pós-rifte da Bacia Potiguar (Fm. Pescada e Mb. Upanema/ Galinhos da Fm. Alagamar) provenientes do setor POT-4 *offshore*, a partir da análise varietal dos minerais pesados granada e turmalina. Ainda, utilizando a geoquímica de seus elementos maiores, associada ao estudo dos elementos-traço das granadas detríticas, objetiva-se discriminar os campos de sobreposição causados pelos elementos maiores da granada (campos Bi - Bii; fontes graníticas x fontes metassedimentares) que limitam e mascaram informações importantes das rochas fonte.

### 1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Potiguar é uma das bacias sedimentares marginais brasileiras, situada no extremo leste da Margem Equatorial e encontrada ao longo da costa do estado do Rio Grande do Norte (RN) e extremo leste do estado do Ceará (CE), ocupando uma área de 26.700 km<sup>2</sup> na porção emersa e 195.400 km<sup>2</sup> na porção submersa. A área de estudo se concentra em um poço *offshore* **locado** na porção submersa proximal da Bacia Potiguar (poço POT-4).

A bacia produz petróleo tanto em águas rasas quanto em campos terrestres desde a década de 70, sendo considerada uma das maiores produtoras de petróleo *onshore* do Brasil.

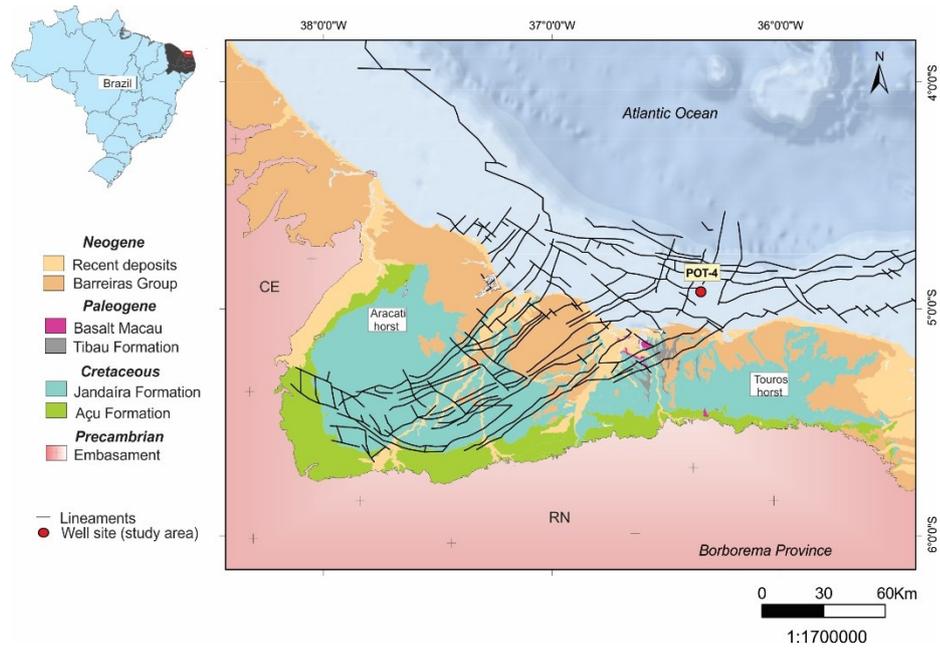


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia Potiguar. Fonte: Modificado de Bertani; Costa; Matos (1990).

## 2. ESTADO DA ARTE: REVISÃO CONCEITUAL

### 2.1 O USO DE MINERAIS PESADOS EM ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA

Os minerais pesados, amplamente utilizados em estudos de proveniência de sedimentos, possuem densidade acima de  $2,8\text{g/cm}^3$  e compõem geralmente a mineralogia acessória de rochas sedimentares. Eles são separados da fração leve por meio da utilização de líquidos densos, como por exemplo, o bromofórmio; passam pela secagem em estufa, originando um concentrado contendo a suíte total de minerais pesados. Posteriormente, os concentrados são levados ao separador magnético Frantz, selecionando-se um intervalo magnético de interesse onde estão contidos a granada e a turmalina, a serem separadas individualmente em lupa e em seguida colocados em *mounts* ou lâminas (MANGE; MAURER, 1992).

Os estudos de proveniência utilizando minerais pesados são favorecidos pela diversidade de espécies minerais encontradas nos arenitos e pela paragênese muito restrita e específica de alguns destes minerais pesados. Os estudos buscam relacionar a composição da suíte de minerais pesados encontrados nos arenitos à composição da rocha-fonte. Entretanto, a assembleia de minerais pesados encontrados nas rochas sedimentares siliciclásticas nem sempre irá depender apenas da composição mineralógica da região de origem (rocha-fonte). A influência do clima e fisiografia (MORTON; HALLSWORTH; CHALTON, 2004), desde o transporte até a deposição, fazem parte das interações que ocorrem no ciclo sedimentar (Figura 2) que podem sobrepor os sinais de proveniência originais e fazer com que a suíte de minerais pesados atual seja bastante diferente daquela fornecida pelas litologias-fonte (MORTON; HALLSWORTH, 1999). Contudo, em climas áridos e/ou relevo acidentado (associado a regiões de rápido soerguimento tectônico) a composição dos sedimentos é diretamente controlada pela composição da área fonte (JOHNSSON, 1993) em função da baixa alterabilidade dos minerais e do baixo tempo de residência dos sedimentos no solo, que diminui o tempo de exposição aos efeitos do intemperismo, contribuindo com uma menor alteração na composição original dos sedimentos.

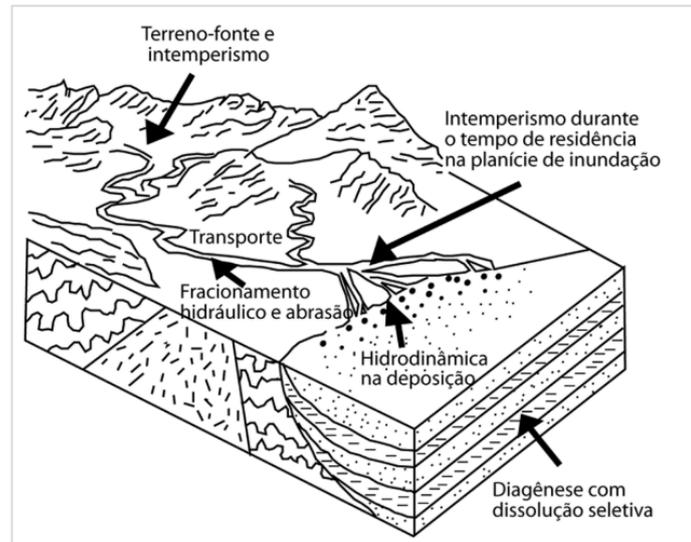


Figura 2 - Diagrama esquemático mostrando a distribuição espacial dos principais processos atuantes durante o ciclo sedimentar, controladores da assembleia de minerais pesados encontrada em rochas sedimentares clásticas. Fonte: Modificado de Morton; Hallsworth, (1994).

O intemperismo causa modificação na mineralogia da rocha fonte (antes do grão ser transportado) e também durante o tempo de residência deste grão na planície de inundação. A abundância relativa de minerais com comportamento hidráulico diferente (controlado pelo tamanho, densidade e forma do grão) são fortemente afetados durante o transporte e a deposição, e fases minerais menos resistentes são progressivamente eliminadas, acarretando uma seleção física dos minerais pesados. Ainda, a diagenese, através da circulação de água meteórica no estágio inicial e de água com temperaturas elevadas durante o soterramento, promove a dissolução progressiva de minerais instáveis. Assim, o uso indiscriminado de minerais pesados para discriminar a proveniência de rochas sedimentares pode levar a conclusões errôneas.

Para neutralizar os efeitos do ciclo sedimentar, Morton e Hallsworth (1994) recomendaram duas abordagens complementares na hora de escolher o grupo de minerais pesados sensíveis a proveniência, de modo que seu parâmetro seja fidedignamente herdado da área fonte: a) Determinação de proporções de minerais com comportamento hidrodinâmico e diagenético semelhante (análise de minerais pesados convencional, utilizando uma suíte de minerais pesados) e uso de uma série de proporções (índices) de minerais (Quadro 1) que refletem amplamente as

características de proveniência; b) Quantificação de características varietais mostradas por um único (idealmente estável) grupo mineral (análise varietal). Técnicas de análise varietal incluem atributos ópticos (cor, hábito e estrutura interna), geoquímicos e geocronológicos em grão único, que permitem classificar e entender as variedades dentro de uma mesma espécie de mineral (MORTON; HALLSWORTH; CHALTON, 2004).

Índice		Definição
	Índice apatita-turmalina	
ATi	Índice granada-zircão	100 x grãos de apatita/ (total de apatita+turmalina)
GZi	Índice Grupo TiO <sub>2</sub> -zircão	100 x grãos de granada/ (total de granada+zircão)
RZi		100 x grãos do grupo TiO <sub>2</sub> / (total do grupo TiO <sub>2</sub> +zircão)
RuZi	Índice rutilo-zircão	100 x grãos de rutilo/ (total de rutilo+zircão)
MZi	Índice monazita-zircão	100 x grãos de monazita/ (total de monazita+zircão)
CZi	Índice cromo espinélio-zircão	100 x grãos de cromo espinélio/ (total de cr. espinélio +zircão)

Quadro 1 - Razões de minerais pesados sensíveis à proveniência propostos por Morton e Hallsworth (1994).

Os minerais mais utilizando em estudos de proveniência são: anfibólio (MANGE; OBERHAENSLI, 1982), clinopiroxênio (CAWOOD, 1983) turmalina (HENRY; GUIDOTTI, 1985), granada (MORTON, 1985a), zircão (OWEN, 1987) e cromo espinélio (PRESS, 1986). Neste trabalho, os minerais indicadores de proveniência escolhidos foram granada e turmalina, cujo critério foi baseado nos padrões de estabilidade físicas e químicas frente ao ciclo sedimentar, de acordo com a classificação de Pettijohn, Potter e Siever (1973) e Morton e Hallsworth (1999) (Quadro 2), bem como pela abundância em relação à assembleia de minerais pesados encontrada nos arenitos estudados.

<b>Padrão de estabilidade sob intemperismo ácido</b>	<b>Padrão de estabilidade sob processos de soterramento</b>	<b>Ordem de persistência</b>
Minerais de TiO <sub>2</sub>		Minerais de TiO <sub>2</sub>
Zircão	Apatita, Monazita	Zircão
Turmalina	Espinélio, minerais de TiO <sub>2</sub>	Turmalina
Silimanita		Monazita
Andalusita	Turmalina, Zircão	Granada
Cianita	Cloritoide	Apatita
Estaurolita	Granada	Estaurolita
Topázio	Estaurolita	Cianita
Titanita	Cianita	Epidoto
Monazita	Titanita	Anfibólio cálcico
Granada	Epidoto	Andalusita
Epidoto	Anfibólio cálcico	Topázio
Anfibólio cálcico	Andalusita, Silimanita	Titanita
Ortopiroxênio	Piroxênio	Clinopiroxênio
Clinopiroxênio	Olivina	Silimanita
Olivina		Ortopiroxênio
Apatita		Olivina

Quadro 2 - Ordem de estabilidade e persistência dos minerais pesados, adaptado de Pettijohn; Potter; Siever (1973) em comparação ao padrão de estabilidade sob intemperismo ácido.

## 2.2 ANÁLISE VARIETAL DE GRANADA: COMPOSIÇÃO QUÍMICA

A análise varietal da granada consiste na determinação das variedades minerais que compõem o grupo dessa espécie e que incidem em determinada rocha de forma que, escolhendo apenas uma espécie mineral, minimiza-se os efeitos de seleção física e alteração dos minerais pesados através do transporte, intemperismo e diagênese. O seu uso vinculado aos estudos de proveniência mineral é justificado pela ampla variedade de populações de granada que ocorrem junto à assembleia de minerais pesados encontrada em arenitos (MORTON, 1978) e pela capacidade deste mineral refletir as condições físico-químicas em que o mineral se re(cristalizou)

(MANGE; MORTON, 2007), diagnosticando a litologia fonte e imprimindo características físico-químicas da sua formação. Em função da estabilidade deste mineral frente a processos intempéricos e em condições diagenéticas por soterramento (Quadro 2) (MANGE; MAURER, 1992; MORTON, 1985a; MORTON; HALLSWORTH, 1999; PETTIJOHN; POTTER; SIEVER, 1973), da pequena variação de densidade que diminuem os efeitos de seleção hidráulica, e por ser composta por uma ampla gama de elementos maiores facilmente detectáveis utilizando técnicas precisas de microsonda eletrônica, a técnica torna-se uma alternativa, barata, robusta e confiável nos estudos de proveniência.

As granadas são nesosilicatos do sistema cúbico e formam uma série isomórfica subdivida por 6 principais espécies (Figura 3), cuja composição é dada pela solução sólida entre os membros finais enriquecidos em **Mg** ( $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ -piropo), **Fe** ( $\text{Fe}_3^{+2}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  - almandina), **Mn** ( $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  - espessartita) e **Ca** ( $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  - grossulária;  $\text{Ca}_3(\text{Fe}_3^{+2}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  - andradita;  $\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  - uvarovita). Esta distribuição diferenciada das moléculas é decorrente do sistema químico de formação bem como da disponibilidade de elementos, que por sua vez são controlados pelas condições de cristalização onde se formou a granada (MANGE; MORTON, 2007; REMUS, WIEDERKEHR; RIZZARDO, 2007). A composição é obtida por meio da análise em microsonda eletrônica e a classificação da variedade é dada de acordo com a molécula predominante (DEEAR; HOWIER; ZUSSMAN, 1992). As últimas descobertas de composições e nomenclaturas das diversas variedades encontradas dentro do supergrupo das granadas são descritas por Grew *et al.*, (2013).

Granadas Aluminosas			Granadas Cálcicas			
						
<b>Piropo</b>	<b>Almandina</b>	<b>Espessartita</b>	<b>Grossulária</b>	<b>Andradita</b>	<b>Uvarovita</b>	
<u>Cores:</u>	<u>Cores:</u>	<u>Cores:</u>	<u>Cores:</u>	<u>Cores:</u>	<u>Cores:</u>	
Vermelho púrpura	Cores variáveis entre vermelho, preto, castanho e alaranjado	Laranja a vermelho amarronado (cor conhecida como «mandarim»)	Verde, incolor, amarelo, marrom	Amarelo, amarelo amarronado, verde, preto, marrom	Verde escuro (verde esmeralda)	
<u>Variedades:</u>			<u>Variedades:</u>	<u>Variedades:</u>		
Rodolita (rosa, rosa-avermelhado)			Tsavorita (verde) Hessonita (vermelho amarronado)	Demantoide (verde) Melanita (marrom a preta) Topazolita (amarelo)		

Figura 3 - Seis principais espécies conhecidas de granada e suas variações colorimétricas decorrentes das variações de Fe, Mn e Cr. Fonte: Deear; Howier; Zussman (1992).

### 2.3 PROVENIÊNCIA DE GRANADAS DETRÍTICAS

O termo proveniência sedimentar faz referência ao terreno e/ou a área de origem dos grãos detríticos que compõem determinada rocha sedimentar. Por conseguinte, o estudo da granada detrítica, para fins de análise da proveniência, se concentra predominantemente na variação composicional dos seus elementos maiores que tem por finalidade discriminar áreas fontes através da plotagem da composição química das análises individuais em diagramas ternários distintos. O diagrama ternário da Figura 4 é resultado da compilação de dados produzidos por assembleias de granada de diferentes fontes potenciais coletadas em sedimentos modernos, granitos, piroxenitos, peridotitos, rochas metabásicas, sedimentos calcários metamorfizados e em *skarns* metassomáticos (MANGE; MORTON, 2007; MORTON, 1985b; MORTON; HALLSWORTH; CHALTON, 2004; REMUS, *et al.*, 2004). Os dados produzidos permitiram vincular assembleias de granadas a fontes específicas, implicando nos campos composicionais do Quadro 3 (Figura 4). A maior parte das granadas detríticas são vinculadas a fontes metamórficas, mas podem também estar associadas a granitos, pegmatitos e sedimentos ricos em granada.

<b>Campo Composicional</b>	<b>Assembleia de Grãos de Granada</b>	<b>Rochas-fonte</b>
<b>A</b>	Alto teor de Mg e baixo teor de Ca	Charnockitos ou rochas metassedimentares de alto grau (fácies granulito), como paragneisses e granulitos
<b>Bi</b>	Alto teor de Mn e Fe e baixo teor de Mg (XC <sub>a</sub> <10%)	Granitoides
<b>Bii</b>	Alto teor de Fe e Mn e baixo teor de Mg (XC <sub>a</sub> >10%)	Rochas metassedimentares de baixo a médio grau (fácies anfibolito)
<b>Ci</b>	Alto teor de Mg e Ca (XM <sub>g</sub> <40%)	Rochas metamórficas máficas, como anfibolitos e ortogneisses básicos
<b>Cii</b>	Alto teor de Mg e Ca (XM <sub>g</sub> >40%)	Rochas metamórficas ultramáficas, como metaperidotitos e metapiroxenitos
<b>D</b>	Alto teor de Fe e Ca	Rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas que sofreram metamorfismo de contato ou regional e especialmente escarnitos metassomáticos
<b>E</b>	Alto teor de Mn e baixo teor de Mg e Ca	Pegmatitos e aplitos graníticos e alguns granitos

Quadro 3 - Características geoquímicas das granadas conforme os campos composicionais discriminantes de rochas-fonte. Definições de acordo com Morton (1985), Morton; Hallsworth; Chalton (2004), Remus *et al.* (2004). Subdivisões dos campos B e C em Bi, Bii, Ci e Cii de acordo com Mange; Morton (2007).

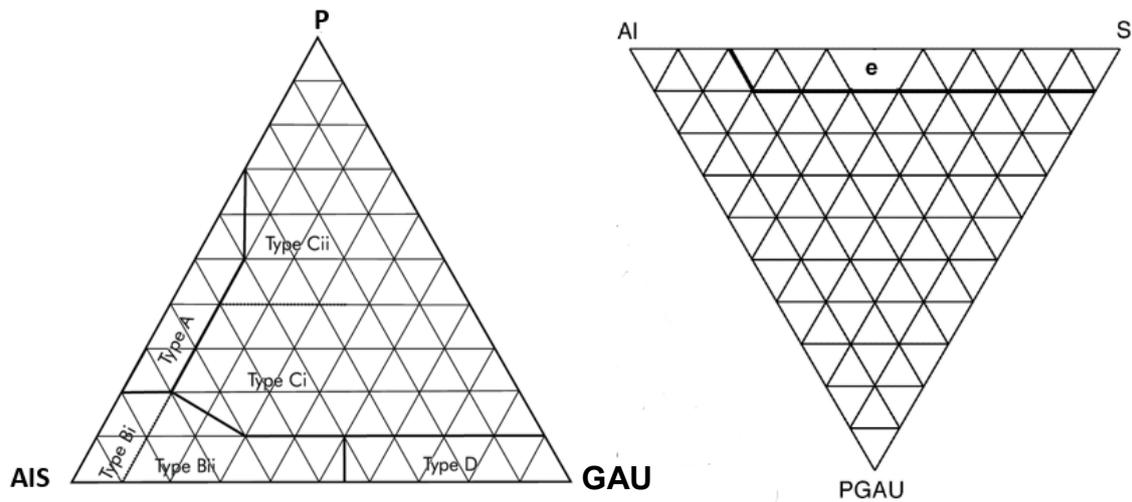


Figura 4 - Campos de proveniência utilizando geoquímica de elementos maiores na granada. Vértices do diagrama são dados pelos membros finais: P= piropo; AI= almandina; S= espessartita; AIS= almandina+espessartita; GAU= grossulária+andratita+uvarovita. Campos A= granadas atribuídas a rochas metassedimentares de grau alto (fácies granulito); B1= granadas atribuídas a granitoides; B2= granadas atribuídas a rochas metassedimentares; C1= granadas atribuídas a rochas metabásicas; C2= granadas atribuídas a rochas piroxeníticas e peridotíticas; D= atribuídas a rochas metassomáticas tipo skarn, metabasitos de baixo grau ou rochas de alto grau em granulito cálcio-silicáticos (MANGE; MORTON, 2007); e E= pegmatitos, aplitos e granitos. Fonte: Deear; Howier; Zussman (1992); Morton; Knox; Hallsworth (2002), Remus *et al.* (2004).

Em geral, granadas magmáticas ocorrem predominantemente em granitos peraluminosos, mostrando composição variável na série almandina-espessartita e costumam apresentar zonação composicional inversa, com núcleos ricos em almandina ( $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ; 30-80%) e conteúdos crescentes de espessartita ( $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ; 20-70%) em direção às bordas, ao contrário de granadas metamórficas, as quais tendem a ter zoneamento composicional normal (núcleo enriquecidos em Mn com bordas enriquecidas em Fe, devido ao alto consumo de MnO nas fases iniciais de cristalização, causando um decréscimo na disponibilidade deste óxido e aumento relativo do FeO). Em casos específicos, essa relação não é estabelecida, podendo ocorrer zonação composicional normal para granadas de origem magmática. Tipicamente, núcleos de granadas magmáticas exibem pobres conteúdos em ETRP, cujos teores aumentam em direção à borda (MARTINS, 2005). Padrões texturais de inclusões combinados aos estudos geoquímicos, podem auxiliar na discriminação entre granadas magmáticas x metamórficas, em que padrões de inclusão orientados, prismáticos e/ou granulares finos frequentemente estão associados a granada metamórfica (REMUS; WIEDERKEHR; RIZZARDO, 2007) ao passo que granadas

livres de inclusões (DU BRAY, 1988) e com padrões não orientados, grandes e de hábito granular (REMUS; WIEDERKEHR; RIZZARDO, 2007) estão frequentemente relacionadas a granadas de origem ígnea.

Outra metodologia (SUGGATE; HALL, 2014), utilizando os membros finais de granadas detríticas, foi desenvolvida para combinar composições de granadas com suas rochas-fonte, culminando em diagramas ternários que englobam uma série de campos de proveniência (Figura 5).

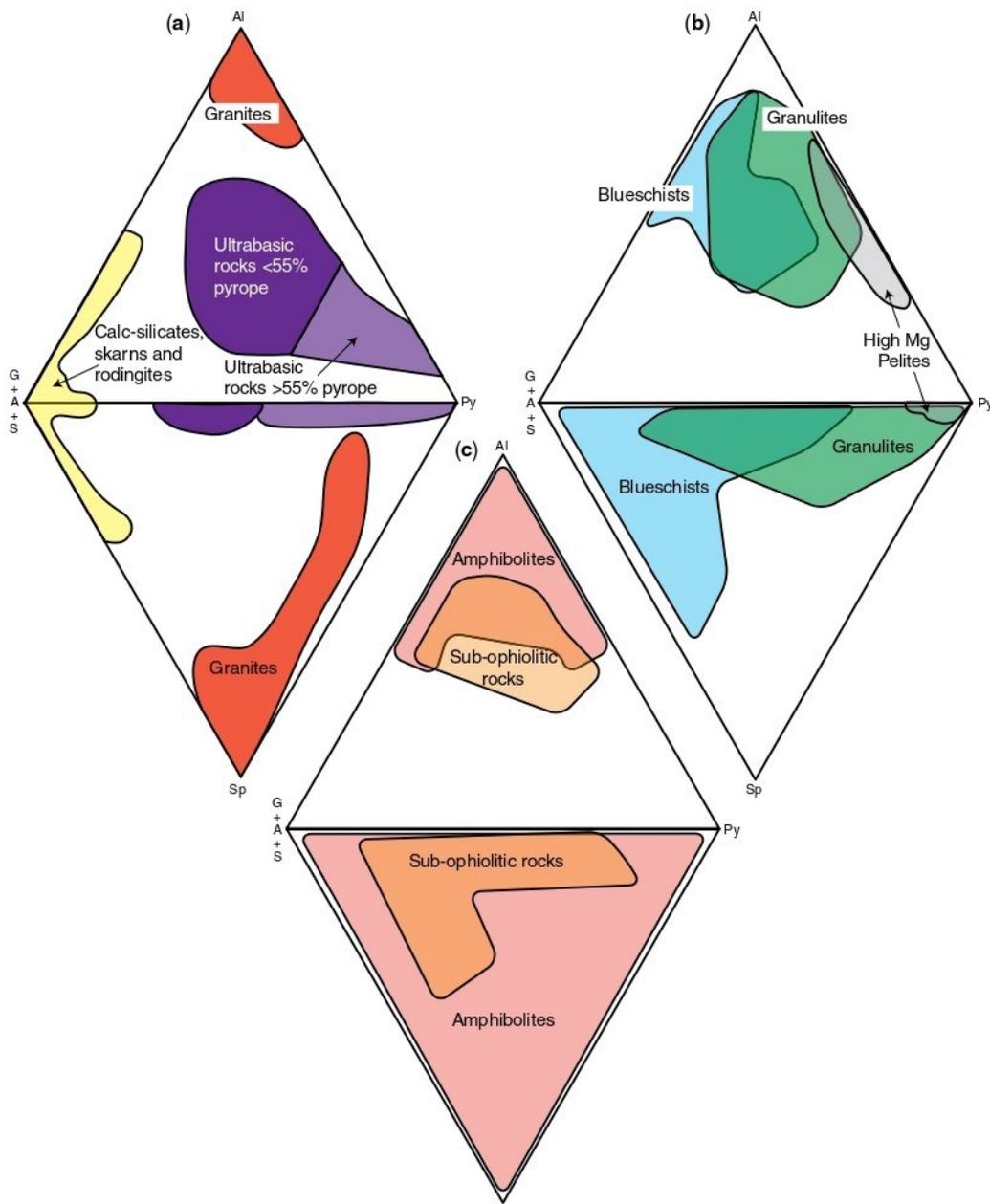


Figura 5 - Diagramas ternários de proveniência de granada utilizando a combinação dos membros finais grossulária + andradita + schorlomita, almandina, piropo e espessartita. (a) Rochas ultrabásicas (peridotitos, eclogitos e kimberlitos); granitos; rochas calco-silicáticas, skarns e rodingites. 95% de todas as granadas ultrabásicas têm piropo >55%. (b) Granulitos, pelitos de fácies granulito com alto teor de Mg e xistos azuis. (c) Anfibolitos e rochas

metabásicas subofiolíticas (SUGGATE; HALL, 2014). Em xistos resultantes do metamorfismo regional de seqüências pelíticas comumente são encontradas granadas do tipo almandina. Já no metamorfismo de seqüências enriquecidas em carbonatos de cálcio é produzido tipicamente andradita ( $\text{Ca}_3(\text{Fe}^{+3}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ) e grossulária ( $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ). Uvarovita ocorre sempre associada à grossulária, sendo encontrada principalmente em serpentinitos. Piropo ( $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ), geralmente raro em rochas supracrustais, é geralmente relacionado a rochas ultramáficas/peridotíticas (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1966), onde as granadas magnesianas típicas do manto são frequentemente associadas à kimberlitos e lamproitos (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1997). Em estudos de kimberlitos, piropo com baixo Ca (sub-cálcico) e ricos em Cr de origem harzburgítica (Figura 6) está relacionado a um elevado potencial diamantífero (ROMBOUTS, 2003); teores de  $\text{Na}_2\text{O} > 0,066\%$  em granada também são considerados bons indicadores da presença de diamantes eclogíticos. Fonte: Rombouts (2003).

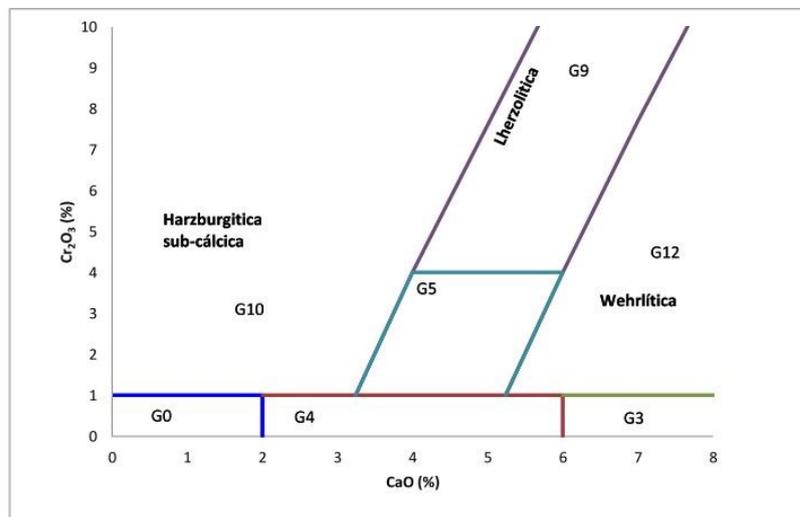


Figura 6 - Diagrama estabelecido por Grutter *et al.* (2004) para classificação de granada pela relação CaO x Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Fonte: Rombouts (2013).

Ainda, apesar da granada ser considerada estável durante o intemperismo e soterramento diagenético (Quadro 2), o alto conteúdo de Ca na composição do mineral é menos estável que granadas com baixos valores de Ca. Assim, o tipo Bii, C e D são menos estáveis que granadas do tipo A e Bi. Não obstante, quando a diagênese é intensa, granadas tendem a apresentar dissolução facetada, controlada pela estrutura cristalina, podendo indicar a intensidade e em qual profundidade o mineral foi soterrado (MORTON; HALLSWORTH, 2007; MORTON *et al.*, 1989).

Estudos recentes utilizando elementos-traço em granadas (ČOPJAKOVÁ; SULOVSÝ; PATERSON, 2005; HONG *et al.*, 2020; LENAZ *et al.*, 2018) têm proposto modelos de identificação de rochas parentais para discriminar campos de proveniência que apresentam sobreposição utilizando elementos maiores. Entre os

novos parâmetros propostos para as granadas destacam-se alguns indicadores importantes (Figura 7, HONG *et al.*, 2020): rochas granitoides apresentam valores de Y (>800 ppm) e  $\Sigma\text{ETRP}$  (>600) mais abundantes que metapelitos ( $\Sigma\text{ETRP}$  <300 ppm e Y <500 ppm), sendo que metapelitos de alto grau (facies granulito) costumam apresentar mais altos valores de elementos terras raras leves ( $\Sigma\text{ETRL}$  > 4 ppm) e zinco (Zn >150 ppm) em relação a metapelitos de baixo a médio grau.

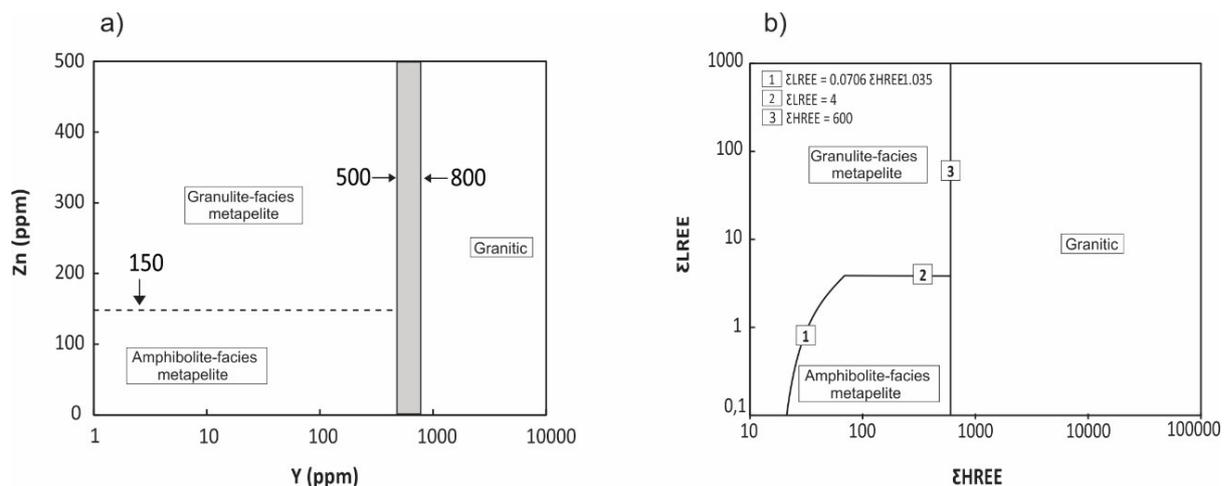


Figura 7 - Campos de proveniência a partir de elementos-traço em granada, onde rochas ígneas intermediárias ácidas têm abundância de elementos de terras raras pesadas ( $\Sigma\text{HREE}$  > 600 ppm) e ítrio (Y > 800 ppm) em relação a granadas de metapelitos ( $\Sigma\text{HREE}$  <300 ppm, Y <500 ppm). Granadas de metapelitos de alto grau (facies granulito) geralmente têm maior abundância de elementos de terras raras leves ( $\Sigma\text{LREE}$  > 4 ppm) e zinco (Zn > 150 ppm). (a) Diagrama a partir dos valores de Y x Zn (ppm) de granada; (b) diagrama a partir dos valores de  $\Sigma\text{HREE}$  x  $\Sigma\text{LREE}$ . Fonte: Modificado de Hong *et al.* (2020).

## 2.4 ANÁLISE VARIETAL DE TURMALINA: COMPOSIÇÃO QUÍMICA

A análise varietal da turmalina (mineral pesado com densidade entre 2.9-3.2 g/cm<sup>3</sup>) consiste na determinação das variedades minerais que compõem o supergrupo dessa espécie, cada qual incidindo em determinada rocha com composição química e ambiente de formação específico (BERRYMAN, 2016). O seu uso em estudos de geologia sedimentar e proveniência mineral tem sido amplamente utilizado por ser excepcionalmente robusta durante o transporte sedimentar, diagênese e metamorfismo, sendo considerado como um mineral “ultra estável” (MANGE; MAURER, 1992). A razão disso é dada por sua ampla condição de estabilidade em termos de pressão e temperatura, e a sua ocorrência é quase onipresente nas rochas



Association's Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification – (IMA-CNMNC) (NOVÁK *et al.*, 2009).

<b>Espécie</b>	<b>(X)</b>	<b>(Y<sub>3</sub>)</b>	<b>(Z<sub>6</sub>)</b>	<b>T<sub>6</sub>O<sub>18</sub></b>	<b>(BO<sub>3</sub>)<sub>3</sub></b>	<b>(V<sub>3</sub>)</b>	<b>(W)</b>
<b>Grupo Alcalino</b>							
Dravita	Na	Mg <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Schorlita	Na	Fe <sup>+2</sup> <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Cromo-dravita	Na	Mg <sub>3</sub>	Cr <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Vanádio-dravita	Na	Mg <sub>3</sub>	V <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Flúor-dravita	Na	Mg <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	F
Elbaíta	Na	Li <sub>1,5</sub> Al <sub>1,5</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Flúor-schorlita	Na	Fe <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	F
Povondraíta	Na	Fe <sup>+3</sup> <sub>3</sub>	Fe <sup>+3</sup> <sub>4</sub> Mg <sub>2</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	O
Cromo-alumínio-povondraíta	Na	Cr <sup>+3</sup> <sub>3</sub>	Al <sub>4</sub> Mg <sub>2</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	O
Flúor-buerguerita	Na	Fe <sup>+3</sup> <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	O <sub>3</sub>	F
Olenita	Na	Al <sub>3</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	O <sub>3</sub>	OH
<b>Grupo Cálcico</b>							
Uvita	Ca	Mg <sub>3</sub>	MgAl <sub>5</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Flúor-uvita	Ca	Mg <sub>3</sub>	MgAl <sub>5</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	F
Feruvita	Ca	Fe <sup>+2</sup> <sub>3</sub>	MgAl <sub>5</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Flúor-lidicoatita	Ca	Li <sub>2</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	F
<b>Grupo Vacância</b>							
Foitita	□	Fe <sup>+2</sup> <sub>2</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Magnésio-foitita	□	Mg <sub>2</sub> Al	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH
Rosmanita	□	LiAl <sub>2</sub>	Al <sub>6</sub>	Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub>	(BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub>	OH <sub>3</sub>	OH

Quadro 4 – Principais espécies de turmalina aceitas pela IMA-CNMNC (Mineralogical Association's Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification). Fonte: Novák *et al.* (2009).

## 2.5 PROVENIÊNCIA DE TURMALINA DETRÍTICAS

A turmalina apresenta natureza refratária em função de seu coeficiente de partição limitado, resultado da diversidade de sítios que ocorrem dentro da sua estrutura cristalina que acomodam os mais variados elementos com cargas e raios iônicos distintos (Figura 8) fazendo com que o mineral não consiga fracionar elementos traços (VAN HINSBERG, 2011). Isto é, a baixa taxa de difusão dos

elementos na sua estrutura cristalina faz com que a turmalina assuma natureza refratária durante a alteração subsequente da rocha hospedeira e intemperismo químico/mecânico durante o transporte dos grãos, fazendo com que a sua composição química não seja reajustada depois de cristalizada. Isso a permite, através da sua composição química, registrar as condições químicas e físicas do ambiente hospedeiro que atuavam durante sua cristalização.

O zoneamento composicional que ocorre nos cristais detríticos de turmalina, a aplicabilidade do mineral como geotermômetro (HAWTHORNE; DIRLAM, 2011; VAN HINSBERG; SCHUMACHER, 2009) e as composições químicas de elementos maiores e isotópicas (Rb-Sr, Nd-Sm, B, H, e O) (BÜTTNER; KASEMANN, 2007; JIANG; PALMER; YEATS, 2002; MARSCHALL *et al.*, 2008) imprimem características composicionais confiáveis do fluido mineralizador (VON GOERNE; FRANZ; HEINRICH, 2001; VON GOERNE; FRANZ; VAN HINSBERG, 2011) e revelam as impressões digitais da origem da turmalina, resultando na crescente utilização deste mineral como um indicador petrogenético (HENRY; DUTROW, 1992; KRYNINE, 1946). Em casos restritos, a turmalina pode sofrer alteração depois de formada, como por exemplo na bauxitização de minério de Fe e/ou quando argilas começam a se formar em pegmatitos ricos em Li. Ainda, os elementos traços na turmalina podem sofrer modificações por meio da difusão catiônica causada por deformações plásticas, como é visto nos pegmatitos milonitizados da Serra Pampeana Argentina, e neste caso, a turmalina torna-se inadequada para o uso como ferramenta petrogenética (BÜTTNER; KASEMANN, 2007).

O diagrama ternário da Figura 9 (HENRY; GUIDOTTI, 1985), a partir da composição dos elementos maiores de grãos de turmalina analisados em microsonda eletrônica (*in situ*) baseado em Al-Fe(tot)-Mg e Ca-Fe(tot)-Mg (em proporções moleculares), relaciona a composição da turmalina detrítica a sua provável rocha fonte. Assim, é indicado oito grupos de proveniência: (1) turmalinas originadas por fluídos de rochas graníticas, pegmatíticas e aplitos ricos em Li, (2) turmalinas originadas por fluídos de rochas graníticas e suas associações pegmatíticas e apliticas pobres em Li, (3) rochas com quartzo e turmalina ricas em Fe<sup>+3</sup> (granitos alterados hidrotermalmente), (4) metapelitos e metapsamitos ricos em Al, (5) metapelitos e metapsamitos pobres em Al e (6) rochas com quartzo e turmalina ricas em Fe<sup>+3</sup>,

cálcio-silicáticas e metapelitos, (7) metaultramáficas com baixo Ca, e metassedimentos ricos em Cr e V, e por fim (8) metacarbonatos e meta-piroxenitos.

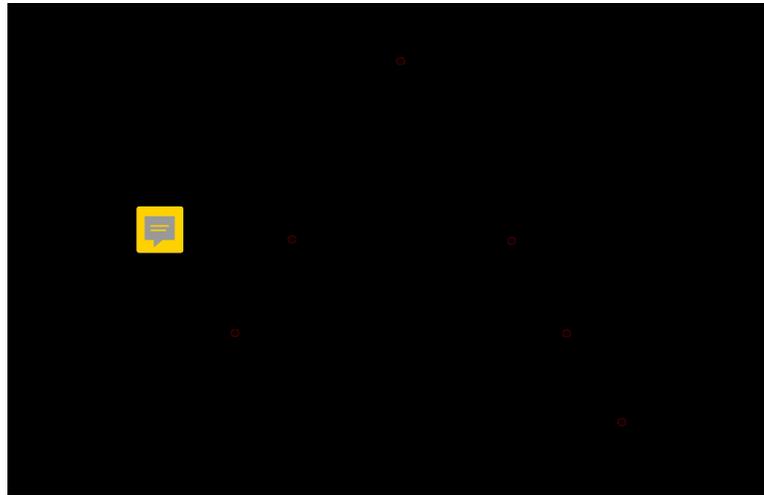


Figura 9 - Diagrama clássico de proveniência a partir dos elementos maiores de turmalina. Os campos são indicados pelos números: 1-rochas graníticas ricas em Li, 2- granitos, pegmatitos e aplitos pobres em Li, 3- rochas graníticas alteradas hidrotermalmente, 4-metapelitos e metapsamitos ricos em Al, 5- metapelitos e metapsamitos pobres em Al, 6- rochas sedimentares ricas em Fe+3 (rochas a quartzo-turmalina, calcosilicáticas e metapelitos), 7- ultramáficas com baixo Ca e 8- metacarbonatos e metapiroxenitos. Os membros finais das espécies de turmalina são indicados pelos pontos pretos. Fonte: Modificado de Henry; Guidotti (1985).

As imprecisões entre os limites dos campos dos tipos de rocha são derivados das análises de turmalina em que a composição total pode ter sido afetada pela zonação química e/ou por inclusão de algum mineral não detectado. Contudo, esse diagrama não leva em consideração cátions como V, Cr ou Mn, os quais podem ser encontrados em quantidades significativas em turmalinas. Ainda, elevadas concentrações de Li são associadas a pegmatitos (HEZEL *et al.*, 2011; KELLER *et al.*, 1999; SELWAY, J. *et al.*, 2000; SELWAY, J. B. *et al.*, 1999) e altas concentrações de Ni, Cr e V são associados a rochas metabásicas, metabauxitas e sedimentos anóxicos metamorfizados (HENRY; DUTROW, 2001). Assim, paralelamente ao uso do diagrama, estes elementos devem ser observados como fator discriminante para certos tipos de rochas (Quadro 5).

Elemento	Características
Vanádio	Valores acima de 8,5% $V_2O_3$ são comumente encontrados em rochas ricas em Cr e em xistos grafíticos.
Níquel	Ni elevado (0,75% NiO) em turmalinas de rochas cálcio-silicáticas e em serpentinitos. Embora, mais raramente, valores altos podem ser encontrados em ultramáficas mantélicas metamorizadas.
Zinco	Elevados valores (1,72 wt% ZnO) são diagnósticos de elbaíta-schorlita de pegmatitos ricos em Li.
Flúor	Metapelitos de baixo a médio grau contém <0,2% apfu de F; alto grau contém >0,4 apfu. Em metasedimentos calcários apresenta valores até 1 apfu.
Magnésio	Turmalinas ricas em Mg podem ser originadas ou por rochas metassedimentares ricas em Mg ou por alguma rocha que tenha sofrido uma interação entre sulfeto-silicato, produzindo uma assembleia silicatada rica em Mg.

Quadro 5 - Valores de V, Ni, Zn, F e Mg na composição química da turmalina que auxiliam na discriminação da rocha fonte. Fonte: Henry; Dutrow (1992, 1996).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 AMOSTRAGEM

Quatro amostras de sedimentos de calha do poço POT-4 (Figura 1) da porção NE offshore do rifte da Bacia Potiguar foram selecionadas para a realização dos estudos da composição química dos elementos maiores e distribuição de elementos-traço em granadas detríticas bem como da química de elementos maiores em turmalinas detríticas.

A separação e concentração dos minerais pesados detríticos, a partir das amostras de calha, seguiu a metodologia descrita por Mange e Maurer (1992). A separação granulométrica utilizou-se da fração areia fina (0,250 mm) e areia muito fina (0,062 mm), seguida por descarbonatação a ácido clorídrico (5 a 10%) e concentração dos minerais pesados da assembleia mineral utilizando líquido denso (bromo-fórmio, 2,89g/cm<sup>3</sup>). O intervalo granulométrico (0,250 - 0,062 mm) corresponde àquele estabelecido por Zuffa e Serra (2007) em que se concentram a maior parte de minerais pesados e minimizam os efeitos do fracionamento hidráulico durante o transporte e/ou deposição. Os cristais de granada e turmalina foram separados manualmente utilizando lupa binocular, aderidos em fita adesiva e embutidos a frio em resina epóxi, totalizando 173 grãos de granada e 431 grãos de turmalina detríticas distribuídos em diferentes pastilhas de 25mm de diâmetro, que foram polidas em pasta diamantada (6-1 µm) e posteriormente revestidos por grafita.

#### 3.2 MÉTODOS ANALÍTICOS

##### 3.2.1 Microsonda Eletrônica

Análises pontuais de cerca de 173 grãos de granada e 431 grãos de turmalina, a partir da espectrometria dispersiva de comprimento de onda (WDS), foram obtidas pelo Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brasil), utilizando microsonda eletrônica equipada com cinco espectrômetros modelo Cameca SX-Five. É uma técnica de

caráter não destrutivo a qual permite a determinação, em alta precisão, da composição química dos minerais.

A partir da seleção dos pontos de interesse analítico sobre os grãos detríticos, a microsonda eletrônica emite irradiação de um feixe eletrônico exatamente em um ponto do grão detrítico selecionado (montado sobre uma *mount* resinada), provocando a emissão de raios X pela amostra. As linhas do espectro característico de raios X emanados serão detectadas e analisadas conforme seu comprimento de onda, caracterizando a natureza dos elementos constituintes e a intensidade de radiação gerada comparada àquela de uma substância química tomada como padrão (análise quantitativa). A técnica ainda conta com um sistema óptico, possibilitando a visualização da amostra, sob luz transmitida e refletida,

As condições operacionais para análises WDS foram tensão de aceleração de 15 keV, corrente do feixe de 25 nA e diâmetro do feixe de 5 µm para granada; e 15 keV a 10 nA com diâmetro de feixe de 1 µm para turmalina. Os padrões usados foram: Na em albita, Si, Al e K em sanidina, Mg e Ca em diopsídio, Fe em almandina, Mn em rodonita, Ti em rutilo e Cr em óxido de cromo, com tempo de aquisição de 20 s no pico e 10 s no background para todos os elementos.

A partir dos dados obtidos em microsonda eletrônica, a fórmula estrutural dos minerais selecionados foi calculada baseada em 12 ânions de oxigênio para granada e 31 ânions (O, OH e F) para turmalina. A classificação da granada foi determinada pela molécula predominante de acordo com Deer, Howie e Zussman (1992) e a classificação baseada em diagramas ternários de proveniência foi baseada em Mange e Morton (2007). A classificação da proveniência baseada em membros finais em diagramas ternários da turmalina detrítica foi obtida de acordo com Henry e Guidotti (1985).

### **3.2.2 ICP-MS**

Análises da concentração de 17 elementos-traço em 173 grãos de granada detrítica (Zn, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) foram obtidas nos laboratórios do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (Brasil) e determinadas com o espectrômetro de massa monocolletor Element 2 acoplado a um laser ablation Cetac 213 nm. O laser foi configurado para produzir

diâmetro de feixe de 25 $\mu$ m durante um período de 30s e taxa de repetição de 10 Hz de frequência. As ablações foram realizadas usando gás He como gás transportador misturado com Ar antes da introdução no ICP-MS. A aquisição de dados consistiu em duas análises do material de referência primário (NIST 612) e dois pontos em cada material de referência secundário (BCR e BHVO). A redução dos dados foi feita pelo software Glitter (GEMOC Laser ICP MS Total Trace Element Reduction). Para a análise de laser ablation foram selecionados grãos de granadas do tipo A, Bi, Bii e Ci, previamente classificadas pela metodologia de Mange e Morton (2007) e analisadas preferencialmente no núcleo dos grãos.

## 4. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.1 BACIA RIFTE POTIGUAR

A Bacia rifte cretácea Potiguar está localizada no extremo leste da margem equatorial brasileira (Figura 1) (NETO *et al.*, 2007) e distribuída, na sua maior parte, no estado do Rio Grande do Norte e subordinadamente no Ceará, compreendendo um segmento emerso e outro submerso. Sua formação ocorreu no Neocomiano, em resposta à fragmentação mesozoica do supercontinente Gondwana, resultado da abertura do Atlântico Sul e Equatorial e separação entre as placas Africana e Sul-Americana. A bacia foi instalada entre a Província Borborema e o Escudo Nigeriano em função do rompimento de ambos durante a fragmentação (BERTANI; COSTA; MATOS, 1990; SOARES; ROSSETTI; CASSAB, 2003).

A instalação do rifte potiguar e a direção NE-SW da calha principal da bacia, apresentando geometria rômbrica e alongada, são heranças das zonas de cisalhamentos pertencentes ao embasamento Pré-Cambriano da Província Borborema (FORTES, 1986; MATOS, 1992; MATOS, 1999; SOUZA *et al.*, 2016). Grábens e altos internos, limitados por duas plataformas rasas do embasamento, Aracati a oeste e Touros a leste, compõem as unidades básicas arquiteturais da bacia. O registro estratigráfico inclui três principais supersequências: Sequência Rifte (Cretáceo inferior) que inclui duas fases de rifteamento, Pós-Rifte (Andar Alagoas) e Drifte (Albiano ao recente) (NETO *et al.*, 2007), sendo que as duas primeiras englobam as formações Pescada e Alagamar, objeto deste trabalho.

**A fase Rifte I** (Berriasiano Superior ao Barremiano Superior) foi marcada por estiramento crustal (WNW-ESE) a altas taxas de subsidência mecânica do embasamento (CREMONINI; GOULART; SOARES, 1998; MATOS, 1992; MATOS, 2000), que culminou no desenvolvimento de falhas normais de grande rejeito na porção emersa, definindo quatro meio-grábens assimétricos denominados de Apodi, Umbuzeiro, Boa Vista e Guamaré, além de cristas longas do embasamento dispostas paralelamente à direção principal do eixo do rifte (NE-SW), dadas pelos altos de Quixaba, Serra do Carmo e Macau (BERTANI; COSTA; MATOS, 1990). O preenchimento sedimentar das calhas tectônicas é registrado pela deposição de

sedimentos continentais lacustrinos, flúvio-deltáicos e fandeltaicos da Formação Pendência (BERTANI; COSTA; MATOS, 1990; MILANI *et al.*, 2000).

A fase **Rifte II** (Barremiano Superior-Aptiano Superior) foi caracterizada pela mudança cinemática do rifte em resposta a implantação de um regime transcorrente/transformante ao longo da futura margem equatorial. Como resultado, o eixo do rifte migrou para a porção submersa da bacia ao mesmo tempo que causou levantamento e erosão da porção emersa. Através de falhas E-W no *offshore*, o rifteamento produziu grábens que foram preenchidos pela sedimentação continental da porção superior da Formação Pendência (arenitos grossos e pelitos ainda em ambiente flúvio-deltáico-lacustre) e pela Formação Pescada (leques aluviais e sistemas fluviais de alta energia) (BERTANI; COSTA; MATOS, 1990; MATOS, 1999; MATOS, 2000; NETO *et al.*, 2007). Concomitante, a essa fase ocorreram manifestações magmáticas conhecidas como Formação Rio Ceará-Mirim registrados por diques de diabásios, datados entre 140-120 Ma (ARARIPE; FEIJÓ, 1994; SOUZA *et al.*, 2004).

A **Sequência Pós-Rifte** (andar Alagoas, entre o Aptiano e o Albiano) é marcada pela subsidência térmica que sucedeu o evento de afinamento crustal (fase Rifte), correspondendo a fase transicional de quiescência que culminou nos primeiros registros de ingressão marinha depositados sobre uma forte discordância angular no topo da seção rifte (mais evidente na porção emersa) (NETO *et al.*, 2007). Nesse contexto foi formada a Formação Alagamar, compreendendo sedimentos fandeltaicos e flúvio-deltáicos (Membro Canto do Amaro e Upanema na seção basal) sequencialmente afogados por uma transgressão marinha registrada pelos folhelhos transicionais do Membro Galinhos e folhelhos pretos e calcilitos ostracoidais (Camada Ponta do Tubarão, CPT) marcando o evento de máxima transgressão.

A **Sequência Drifte** (Albiano ao recente), marcada pela subsidência térmica e deriva continental, corresponde ao período final de preenchimento da bacia em um ambiente deposicional marinho-raso, com a formação incipiente do sistema plataforma-talude e bacia. As formações Açú e Quebradas representam a fase transgressiva flúvio-marinha proximal e distal, respectivamente, recobertas pela plataforma carbonática denominada Formação Jandaíra (turoniano-campaniano) (MILANI *et al.*, 2000). A partir do neocampaniano depositam-se as sequências marinhas regressivas, registradas pelas formações Barreiras, Tibau, Guamaré e

Ubarana. Durante o Neocampaniano (Cretáceo Superior), a área foi afetada por uma tectônica transcorrente, originando estruturas de orientação WNW-ESSE, produzindo uma discordância significativa na porção *offshore* da bacia. Posteriormente, no Cenozóico, ocorreu o magmatismo basáltico subaquoso registrado pela Formação Macau, de idade Eocênica-Oligocênica (MILANI *et al.*, 2000), cuja origem pode estar associada à passagem da margem equatorial sobre o hot spot de Fernando de Noronha ou ainda estar relacionado à colocação de magmas em zonas de alívio, a partir de ajustes tectônicos intraplaca (NETO *et al.*, 2007). Eventos tectônicos tardios, que ocorrem até o presente, incluem reativações de feições estruturais NE-SW por campos extensionais E-W (MILANI *et al.*, 2000; MOURA-LIMA *et al.*, 2010).

A importância econômica da Bacia Potiguar decorre das descobertas de hidrocarbonetos em dois sistemas petrolíferos, nas formações Pendência e Alagamar-Açu, explorados desde 1949 (BATISTA, 2017). Em geral, o sistema petrolífero é gerado nos folhelhos lacustres Neocomianos da Formação Pendência e nos folhelhos Aptianos marinho-evaporíticos e lacustres e margas da Formação Alagamar (membro CPT, Galinhos e Upanema), cuja produção está vinculada aos arenitos reservatórios das formações Pendência, Alagamar e Açu (MORELATTO; FABIANOVICZ, 2015). Atualmente, a bacia é uma das maiores produtoras de petróleo *onshore* do Brasil, atingindo uma produção total de 41,568 *boe/d* com 85 campos produtores (ANP, 2019).

#### 4.2 EMBASAMENTO: PROVÍNCIA BORBOREMA

O embasamento da Bacia Potiguar é composto por rochas da porção norte da Província Borborema (PB). A província, cunhada por (ALMEIDA *et al.*, 1977) como domínio geológico-estrutural, está localizada no nordeste brasileiro e delimitada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias da margem continental. Representa a continuação Sul-Americana da Província Benino/Nigeriana (W da África), vinculada a orogenia brasileira Africana (final do Neoproterozoico, cerca de 0.6 Ga), resultado da colisão entre os crátons São Francisco-Congo e Luís-Oeste África que culminaram na formação do supercontinente Gondwana Oeste (Figura 10a). (CABY *et al.*, 1990; CABY, 1989; CAXITO *et al.*, 2020; GANADE *et al.*, 2016; OKONKWO; GANEV, 2015).

A PB é composta por unidades de um embasamento pré-Brasiliano cobertos por sequências supracrustais Proterozóicas, que por sua vez são intrudidas por granitoides brasileiros pré, sin e pós colisionais (Figura 10b). Nesse capítulo são apresentadas as principais unidades da porção norte da PB em função da sua proximidade com a Bacia Potiguar e, como consequência, potencial área fonte de sedimentos.

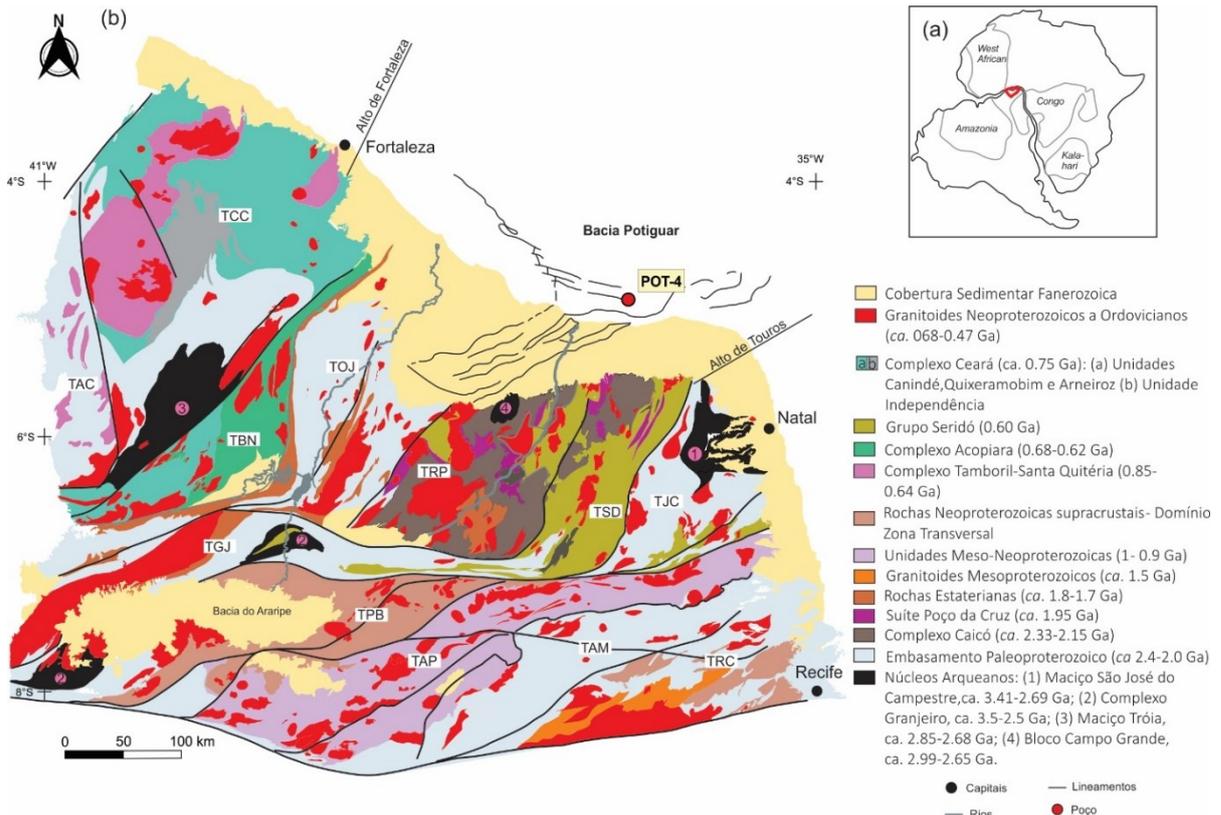


Figura 10 - Localização da Província Borborema. a) Orogenia Brasiliana/ Pan Africana (~ 0.6 Ga) registrando a amalgamação continental final do oeste do Gondwana, que permitiu a evolução comum das províncias Borborema (NE do Brasil) e Nigeriana (W da África); b) Geologia da porção setentrional e transversal da Província Borborema e localização da Bacia Potiguar. Terrenos tectono-estratigráficos: TCC - Terreno Ceará Central; TBN - Terreno Banabuiú Terrain; TOJ - Terreno Orós-Jaguaribe; TRP - Terreno Rio-Piranhas; TSD- Terreno Seridó; TJC- Terreno São José do Campestre; TGJ- Terreno Granjeiro; TPB- Terreno Piancó-Alto Brígida; TAP- Terreno Alto Pajeau; TAM- Terreno Alto Moxotó; TRC- Terreno Rio Capibaribe. Fonte: Modificado de Baesso *et al.* (2021).

Quatro núcleos arqueanos são encontrados no norte da Província Borborema: **Complexo Granjeiro** ocorrendo em dois blocos separados pela Bacia do Araripe (W do DZT), registrando no bloco sul idades entre 3.53-2.76 Ga (PITARELLO, TICIANO; ANCELMI, 2019) e idades entre 2.7-2.5 Ga no bloco norte (ANCELMI, 2016), sendo composto por ortognaisses TTG's intercalados a rochas de derivação máfica

anfíbolítica e fragmentos de sequências metavulcanossedimentares exalativas com presença de BIFs; **Maciço São José do Campestre** (E do DRN), composto por um núcleo de ortognaisses tonalíticos (~3.4 Ga), migmatitos e granulitos (~3.2 Ga) e uma seqüência de rochas básicas (~2.7 Ga) circundado por metaplutônicas dioríticas a granodioríticas paleoproterozóicas, variavelmente migmatizadas, além de augen gnaisses e leucogranitos; **Bloco Campo Grande** (N do DRN, próximo a Bacia Potiguar) é formado por um núcleo de rochas migmatíticas tonalíticas a graníticas (2,99 a 2,65 Ga, Ferreira, 2019) circundadas por ortognaisses paleoproterozoicos; **Maciço Troia** (NE do DCC), subdividido em Unidade Moçamba e Unidade Pedra Branca (2.8 a 2.7 Ga, FETTER, 1999) sendo composto por ortognaisses de alto grau comumente migmatizados de afinidade TTG, associados a metaplutônicas básico-ultrabásicas e por uma seqüência meta-vulcanossedimentar tipo *greenstone belt* paleoproterozoica de 2,18 a 2,13 Ga (GANADE *et al.*, 2017).

Os núcleos arqueanos são englobados por grandes áreas de **embasamento paleoproterozoico** de alto grau (~2.4-2.0 Ga) (ANCELMI, 2016; CASTRO, 2004; MARTINS, 2000; SOUZA *et al.*, 2007), constituído predominantemente por uma assembleia gnáissica-migmatítica tonalítica e granodiorítica (TTG's primitivos) metamorfizada na facies anfíbolito superior a granulito, com variável grau de migmatização, e em menor parte por metavulcânicas básicas, paragnaisses à granada e silimanita e xistos derivados de protólitos sedimentares psamíticos-pelíticos. Ainda, o **Complexo Caicó** (2.20-2.15 Ga, SOUZA *et al.*, 2007) situado no Terreno Rio Piranha, também considerado embasamento do DRN, apresenta importantes intrusões de idade Riacciana (2,2 Ga; HOLLANDA *et al.*, 2011) registradas por augen gnaisses de afinidade cálcio-alcalina denominadas **Suíte Poço da Cruz** (MEDEIROS *et al.*, 2012; SÁ *et al.*, 2014). A carência de intercalações de mármore e o frequente registro de anfíbolitos no Complexo Caicó são as principais diferenças entre este e o embasamento paleoproterozoico que aflora no Terreno Orós-Jaguaribe (SÁ *et al.*, 2014; PINÉO, 2017; CALADO *et al.*, 2019).

Rochas Mesoproterozoicas são registradas por augen gnaisses tipo-A ( $1521 \pm 7$  Ma; SÁ *et al.*, 2002) restritos a porção leste do Domínio da Zona Transversal (DZT). Ainda, sequências Meso-neoproterozoicas representantes da orogenia Cariris Velho (1.00-0.92 Ga, CAXITO *et al.*, 2020) estão bem consignadas no DZT, sobretudo no

Terreno Alto-Pajeú. São compostas predominantemente por ortognaisses félsicos a intermédios e rochas metavulcânicas relacionadas.

Sequências supracrustais recobrem o embasamento da PB, e são caracterizadas por metamorfismo de baixo a médio grau, sendo constituídas por:

(1) Sequências metavulcanossedimentares e metaplutônicas atribuídas aos rifteamentos **estaterianos** registrados no Terreno Orós-Jaguaribe (ca. 1,8-1,7 Ga), localizado na porção oeste do Domínio Rio Grande do Norte - conhecidas como Faixa Orós e Faixa Jaguaribe. A primeira constituída predominantemente por rochas metassedimentares (xistos contendo granada + estauroilita + andalusita/ quartzitos) e a segunda por uma predominância da associação vulcano-plutônica félsica sobre os metassedimentos (PARENTE; ARTHAUD, 1995); e

(2) Sequências neoproterozóicas representadas por antigas bacias sedimentadas e metamorizadas no evento Brasiliano/Pan Africano, conhecidas como **Complexo Ceará** (ca. 0,75 Ga) situado no Terreno Ceará Central (incluído no DCC) e constituído essencialmente por rochas metapelíticas-psamíticas (ARTHAUD, 2007; CAVALCANTE *et al.*, 2003; FETTER *et al.*, 2003), **Complexo Acopiara** (ca. 0,68-0,62Ga) situado no Terreno Banabuiú (oeste do DRN) e formado por rochas gnáissicas-migmatíticas essencialmente paraderivadas localmente enriquecidas por material grafitoso, alcançando localmente níveis de anatexia e lentes subordinadas de metabasitos e bolsões de gonditos associados (CAVALCANTE *et al.*, 2003; GOMES; VASCONCELOS; TORRES, 2000; PALHETA *et al.*, 2017), e **Grupo Seridó** (ca. 0,6 Ga) situado no Terreno Seridó (E do DRN) agregando unidades metavulcanossedimentares siliciclásticas/carbonáticas e metaturbidíticas pelíticas aluminosas.

Por fim, essas sequências supracrustais são intrudidas pelos granitóides anatóticos do **Complexo Tamboril-Santa Quitéria** (ca. 0,85-0,64 Ga) no Terreno Ceará Central, e por numerosos **Granitóides Brasileiros** sin, pós e tardi-colisionais (ca. 0,68-0,47 Ga) (ARTHAUD, 2007) dispersos por toda a província, com opacos, titanita, epidoto, anfibólio, alanita, zircão e apatita compondo a mineralogia acessória comum (NASCIMENTO, 1998). Diques pegmatíticos com idades entre 515-510 Ma são concentrados, sobretudo, na Faixas Seridó e próximos ao Terreno Banabuiú, portadores de turmalinas (elbaíta, schorlita e dravita), granadas e outros minerais e

gemas de valor econômico (MACIEL, 2018; SOARES; FERREIRA, 2003; SOARES, 2004; VIEIRA *et al.*, 2015).

## 5. RESUMO DOS RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

A análise de elementos maiores em granadas e turmalinas detríticas são amplamente utilizadas em estudos de proveniência aplicados à identificação de rotas sedimentares e reconhecimento das rochas-fonte. Uma vez sabido a composição primária da rocha-rocha-fonte destes minerais detríticos é possível prever o potencial de preservação da porosidade intergranular dos arenitos por eles formados. Nesse contexto, apesar da composição dos elementos maiores da granada ser critério para avaliação e predição das áreas-fonte, bem como da qualidade potencial do reservatório, a sobreposição dos campos Bi (origem ígnea) e Bii (origem metassedimentar) (MANGE; MORTON, 2007) pode mascarar os resultados. Por essa razão, além da utilização da composição de elementos maiores de granada e turmalina detríticas, este estudo adicionou uma nova abordagem, proposta por Hong *et al.* (2020), utilizando elementos-traço das granadas detríticas através do  $\Sigma$ ETRL,  $\Sigma$ ETRP, Y e Zn, para discriminar os campos sobrepostos de proveniência de derivação ígnea (Bi) x metassedimentar de baixo grau (Bii) que ocorrem nos diagramas ternários de Mange e Morton (2007), refinando o entendimento da proveniência dos arenitos da POT-4, da Bacia Potiguar.

### 5.1 ELEMENTOS MAIORES

As granadas investigadas são predominantemente representadas por grãos detríticos na forma de fragmentos irregulares, subangulares e subarredondados (Figura 11a, b e c). Granada rosa pálida a incolor com inclusões granulares sem orientação preferencial são as mais abundantes, ocorrendo variedades subordinadas vermelha a rosa e anisotrópica, podendo ou não apresentar inclusões granulares/aciculares/prismáticas orientadas ou não. Comumente apresentam texturas de dissolução facetada (Figura 11b e c) As análises químicas de seus elementos maiores, a partir das quatro amostras de arenitos do poço POT-4, representativas da Formação Pescada e Formação Alagamar (Mb. Upanema e Mb. Galinhos), obtidas através do uso da microsonda eletrônica, permitiram identificar o predomínio de assembleias ricas no componente almandina seguido por piropro e espessartita. Granadas cálcicas (grossulária, andratita e uvarovita) não são presentes.

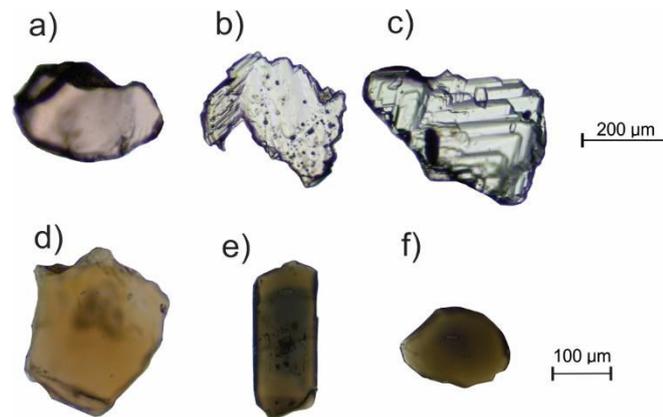


Figura 11 - Características texturais de granadas detríticas típicas (a, b, c) e grãos de turmalina (d, e, f) observadas ao microscópio petrográfico em luz polarizada paralela de arenitos estudados da bacia Potiguar. a) granada rosa claro com forma sub-arredondada; b) granada com textura facetada e trilhas de inclusão; c) granada de textura facetada e inclusões granulares dispersas; d) turmalina marrom com formato irregular; e) turmalina verde com formato prismático; f) grão arredondado de turmalina verde.

Os diagramas de proveniência vinculados aos elementos maiores de granada de Suggate e Hall (2014) (Figura 12) e de Mange e Morton (2007) (Figura 13a), mostram o predomínio de granadas ígneas tipo Bi em detrimento dos demais campos metassedimentares de proveniência. Variações de proveniência ocorrem na unidade basal do poço POT-4 (Fm. Pescada), com granadas ocorrendo em mais dois grupos principais: metassedimentares de alto grau fácies granulito e/ou ortopiroxênio charnoquitos (campo A) e metassedimentares de baixo grau (campo Bii), granadas de fontes metabásicas (campo Ci) são subordinadas. Em contrapartida, as granadas das amostras representativas da Fm. Alagamar, Mb. Upanema e Galinhos (porção intermediária e topo do poço, respectivamente) marcam contribuição subordinada e pequena (<1%) dos tipos Ci e A, podendo indicar rocha fonte de derivação essencialmente granítica em direção ao topo do poço.

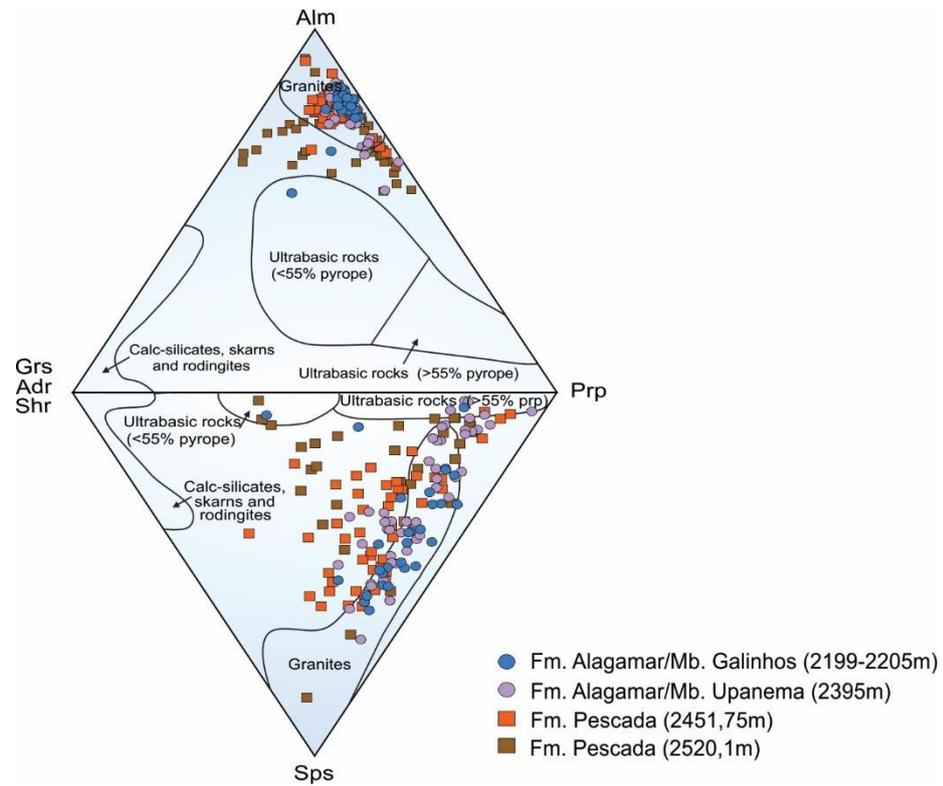


Figura 12 - Diagrama ternário baseado na composição de elementos maiores para as 4 amostras de arenito analisadas, discriminando granadas com diferentes protólitos- Rochas ultramáficas (peridotitos, eclogitos e kimberlitos), granitos, rochas calco-silicáticas, skarns, e rodingitos. Alm, Sps, Grs, Adr, Shr e Prp são almandina, espessartita, grossulária, andradita, shorlomita e piropo, respectivamente, baseados na porcentagem dos elementos correspondentes aos membros finais da granada. Fonte: Suggate; Hall (2014).

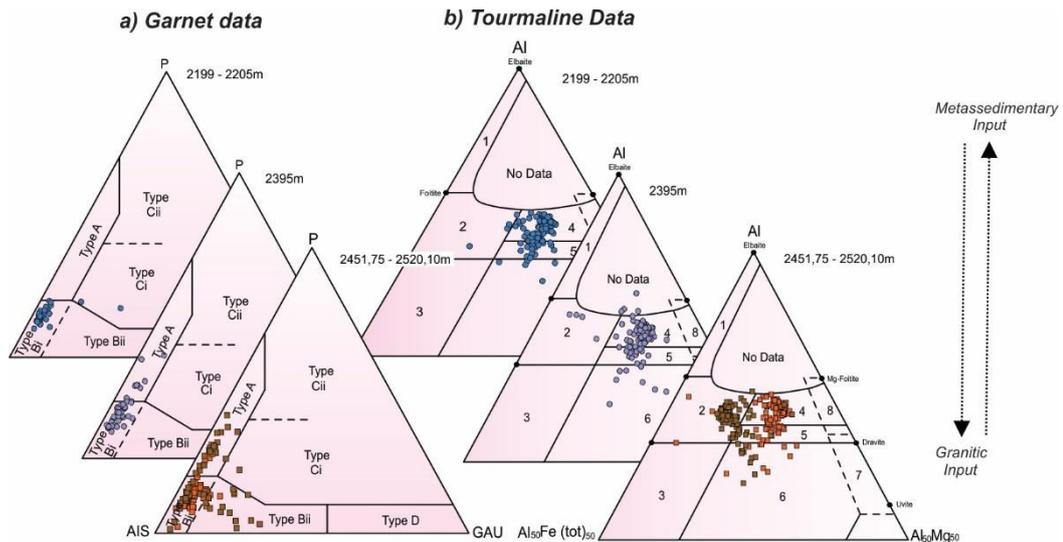


Figura 13 - a) Diagramas ternários de proveniência (MANGE; MORTON, 2007) baseados na composição de elementos maiores da granada para as amostras de arenito analisadas do POT-4. AIS (alm + sps) - GAU (grs + adr + uvr) - P (piropo), campos A - metassedimentos de fácies granulito e rochas ígneas félsicas intermediárias ou charnockitos (principalmente derivados de fontes crustais profundas, ricas em Mg, pobres em Ca), Bi - rochas ígneas intermediárias a félsicas (ricas em Fe, ricas em Mn), Bii - rochas metassedimentares médio-baixo, anfibolito-fácies (pobre em Mg, Ca variável), Ci - rochas metabásicas, Cii - rochas ultramáficas (ricas em Mg, a fronteira entre Ci e Cii é de 50% de conteúdo de magnésio), D - baixo-grade rochas metabásicas ou contate rochas metamórficas metassomáticas (ricas em Ca). Os elementos maiores da granada são relatados no arquivo suplementar 1. b) Diagramas de proveniência da turmalina Al-Fe-Mg (modificado de Henry; Guidotti, 1985). Os campos são: 1 - Pegmatitos graníticos e aplitos ricos em Li, 2 - Granitóides pobres em Li e seus pegmatitos e aplitos associados, 3 - Rochas de quartzo turmalina ricas em  $Fe^{3+}$  (granitos hidrotermicamente alterados), 4 - Metapelitos e metapsamitos coexistindo com fase saturada em Al, 5 - Metapelitos e metapsamitos não coexistindo com fase saturada em Al, 6 -  $Fe^{3+}$  - rochas ricas em quartzo-turmalina, calco-silicáticas, e metapelitos, 7 - Metaultramáficas com baixo Ca e metassedimentos ricos em Cr e V, e 8 - Metacarbonatos e metapiroxenitos. Os principais elementos da turmalina são mostrados no arquivo suplementar 2.

As turmalinas detríticas ocorrem como fragmentos de cristais subangulares, comumente prismáticos ou euédricos, frequentemente com inclusões de agregados granulares/ou prismáticos com e/ou sem orientação (Figura 11d, e, f). A luz natural, as turmalinas ocorrem nas variedades de coloração: incolor, marrom e verde, em ordem crescente de abundância. Os resultados de suas análises em microsonda mostram composições sobretudo pertencentes ao grupo primário alcalino (Figura 14a), predominando dravita em relação a schorlita, com  $Na^{+1}$  predominando (0,37-0,90 apfu). Mg-foitita (vacância<sup>x</sup> elevada, variando entre 0,47 – 0,57 apfu), uvita (grupo cálcico, com  $Ca^{+2}$  a 0,63 apfu) e elbaíta (grupo alcalino) são raras e pontuais (Figura 14b).

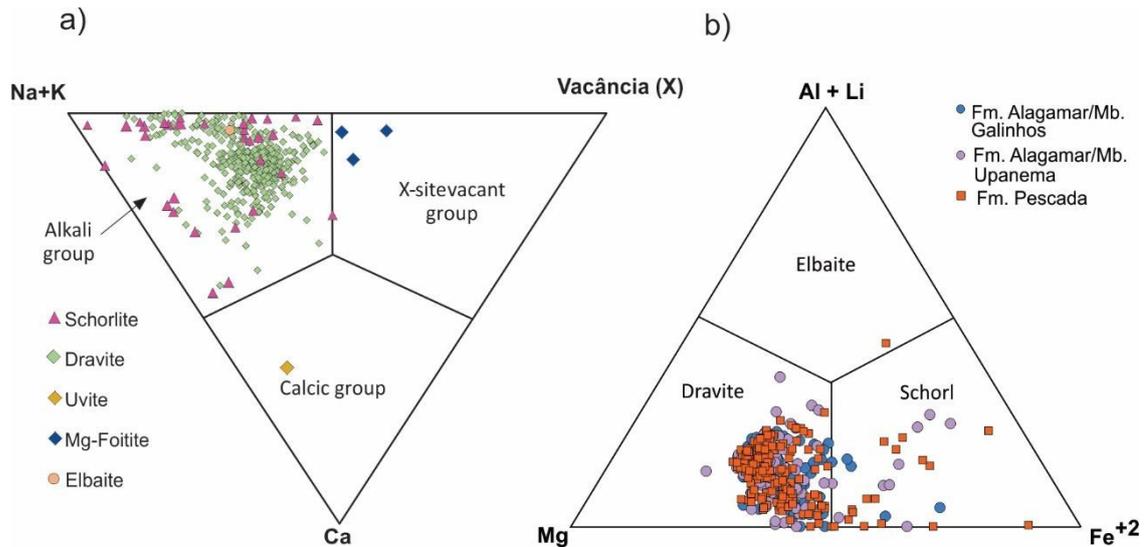


Figura 14 - a) Diagrama ternário para ilustrar as espécies de turmalinas detríticas em seus grupos primários (baseados na vacância do sítio X, Ca e Na + K); b) Classificação das turmalinas pertencentes ao grupo alcalino com ocupação dominante do sítio Y. Fonte: Henry *et al.*, (2011).

O diagrama de proveniência vinculado aos elementos maiores de turmalina de Henry e Guidotti (1985) (Figura 13b) identificou o predomínio de turmalinas detríticas derivadas de fontes metamórficas metassedimentares de composição pelíticas/psamíticas saturadas e/ou não saturadas em Al (campos 4 e 5, respectivamente). O *input* de turmalinas derivadas de rochas graníticas (campo 2) ocorre predominantemente na porção inferior do poço (arenitos basais da Fm. Pescada), ao contrário das granadas que revelam maior contribuição granítica (tipo Bi) em direção ao topo do poço (Figura 13a).

Em contrapartida, estudos de caracterização sedimentológica e petrológica utilizando a composição essencial (Q-F-L) realizados nas mesmas amostras deste estudo (PEREIRA, 2020), não apontam variações significativas de proveniência dos minerais essenciais entre as formações. Os arenitos foram descritos pelo autor como do tipo arcósios quartzo-feldspáticos, vinculados a fontes granítico-gnáissicas em ambas as unidades, com fragmentos metamórficos originais totais encontrados nestas amostras em torno de 1%, com apenas duas amostras acima de 4%.

## 5.2 ELEMENTOS-TRAÇO NA GRANADA DETRÍTICA

Granadas, classificadas através dos elementos maiores como tipo Bi (124 grãos, pela metodologia de Mange e Morton (2007) (Figura 13a), se distribuíram em dois campos de rocha-fonte distintos segundo a classificação de elementos-traço de Hong *et al.* (2020) (Figura 15c e d) (Tabela 1), predominando derivação de rochas metassedimentares/pelíticas em detrimento das graníticas:

<b>Nº grãos reclassificados</b>	<b>Variante da granada Bi</b>	<b>Classificação da Proveniência através dos Elementos-traço</b>
<b>91</b>	Bi''	rochas-fonte metapelíticas de baixo a médio grau
<b>33</b>	Bi'	derivação granítica

Tabela 1 - Renomeação das variantes Bi' e Bi'', através da classificação via elementos-traço, dos 124 grãos de granada detrítica que foram classificadas em tipo Bi (granadas derivadas de fontes ígneas) através dos elementos maiores.

Anomalias de Eu foram baseadas na razão  $Eu/Eu^* = Eu_{(N)} / 0.5 (Sm_N + Gd_N)$ , com subscrito N denotando valores normalizados pelo condrito de Boynton (1984). Os padrões de ETR's em diagramas spider e as variações  $Y \times Zn$  e  $\Sigma HREE \times \Sigma LREE$  entre os quatro tipos de granadas (A, Bi, Bii e Ci) estão representados na Figura 15 e Figura 17 respectivamente. Ainda, a maior parte dos grãos tiveram seu conteúdo de La abaixo do limite de detecção.

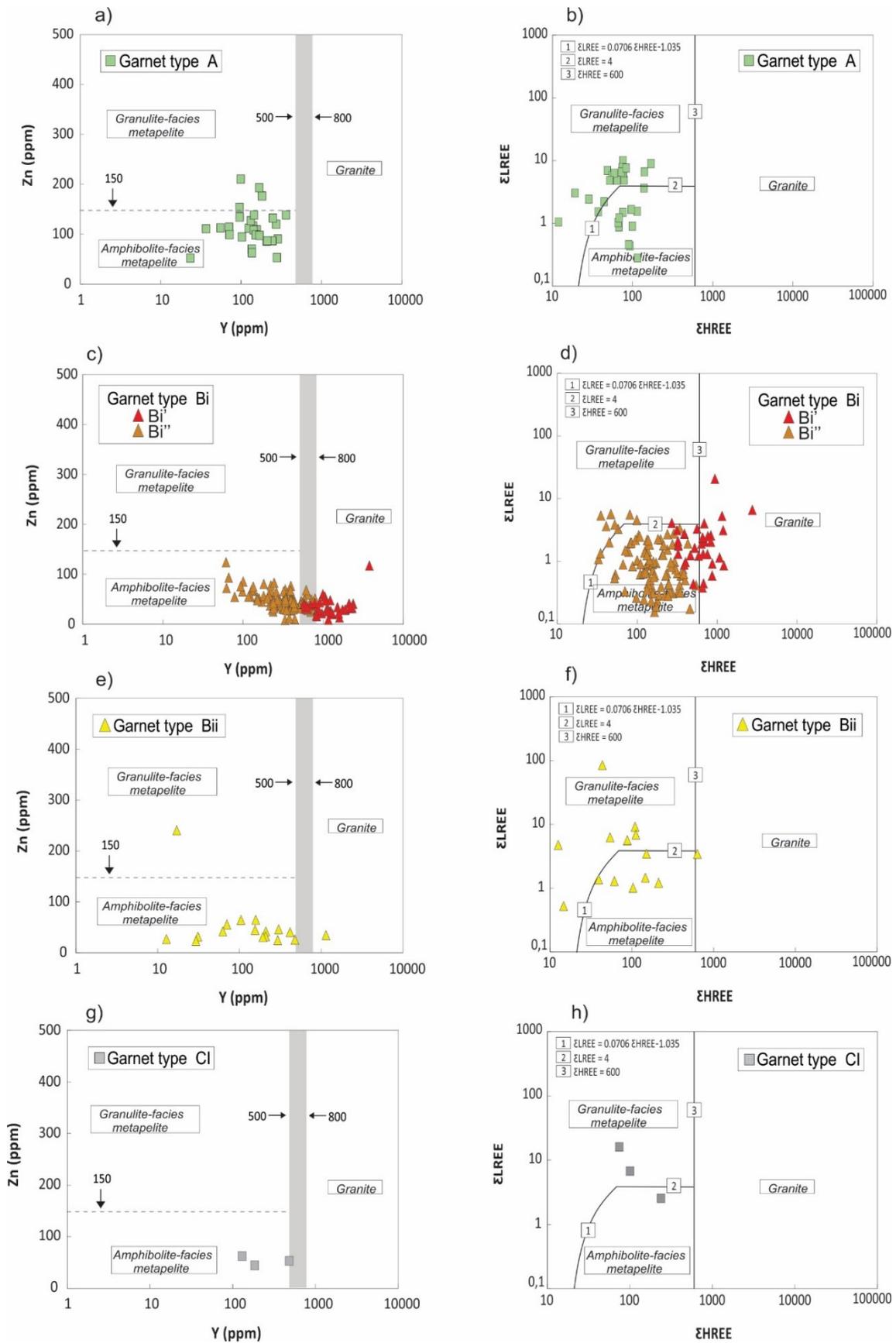


Figura 15 - Gráficos baseados nos valores de Zn x Y e  $\Sigma$ HREE -  $\Sigma$ LREE de acordo com o tipo de granada A (a-b), Bi (c-d), Bii (e-f) e Ci (g-h). Fonte: Hong *et al.* (2020).

Grãos tipo Bi que apresentaram os mais baixos conteúdos de  $\Sigma$ HREE (32.84-547.16 ppm) e de Y (61.33-830.96 ppm), foram renomeados como uma variante tipo **Bi''** (Tabela 2) e relacionados a fontes metassedimentares de baixo a médio grau, enquanto que grãos tipo Bi com altos valores de Y (590.17-3777.23 ppm) e HREE (271.51-2764.48 ppm) foram renomeados como uma variante tipo **Bi'** (Tabela 2) e relacionados a fontes graníticas (Figura 15c e d)- sobretudo com ocorrência mais relevante na base da Formação Pescada (Figura 16) concordando com os resultados analíticos dos elementos maiores das turmalinas, que indicaram fontes graníticas presentes predominantemente nessa formação (Figura 13b).

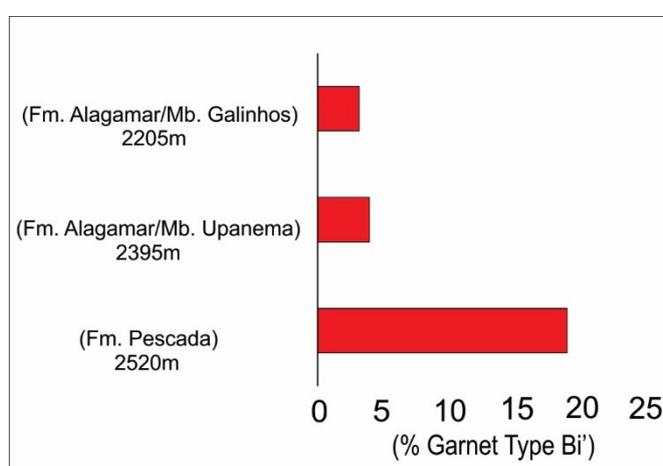


Figura 16 - Porcentagem de grãos detríticos de granada tipo Bi (MANGE, Maria A.; MORTON, 2007) reclassificados como tipo Bi' Fonte: Hong *et al.* (2020), de acordo com a profundidade/unidades do POT-4.

Granadas do tipo A (Figura 15a e b) apresentaram maior parte dos valores de  $Zn \geq 100$  ppm reafirmando a origem metassedimentar (baixo a médio grau/ alto grau) indicada pela aplicação do diagrama ternário de Mange e Morton (2007) (Figura 13a). Granadas tipo Bii (Figura 15e; f) apresentaram, em geral, *trend* de elementos-traço achatado com baixo conteúdo de Zn (<100 ppm) e variações de Y entre 10-500 ppm, confirmando a origem metassedimentar de baixo grau indicada pela classificação de Mange e Morton (2007). Granadas tipo Ci (Figura 15g; h) plotaram no campo metapelitos de baixo grau e, baseado no conteúdo de  $\Sigma$ HREE e  $\Sigma$ LREE, se distribuíram próximo/e no campo de metapelitos facies granulito, indicando que a classificação por elementos-traço baseado em Hong *et al.*, (2020) não é tão eficiente quanto a classificação baseada em elementos maiores de Mange e Morton (2007) para granadas tipo Ci.

Padrões similares de enriquecimento em  $\Sigma$ HREE e depleção em  $\Sigma$ LREE resumidas na Tabela 2, reafirmam os dados encontrados por outros autores (ČOPJAKOVÁ; SULOVSKÝ; PATERSON, 2005; HONG *et al.*, 2020; LENAZ *et al.*, 2018), mostrando que granadas crustais apresentam maior grau de fracionamento para HREE (enriquecimento) e depleção do LREE. Para granadas tipo A (Figura 17a) e tipo Ci (Figura 17d) o padrão de terras raras é similar, e apesar de fracionarem HREE, apresentam um achatamento da curva; ainda, a anomalia negativa de Eu é menos acentuada nas granadas tipo Ci (padrão que as diferencia das granadas A, Bi e Bii). Para granadas tipo Bi e tipo Bii, (Figura 17b e c, respectivamente) o padrão é similar, depleção em LREE, enriquecimento em HREE e anomalias negativas de Eu; contudo, granadas do tipo Bii apresentaram maior variação dos valores, apresentando uma tendência de achatamento da curva em relação aos HREE, feição que pode ser notada na Figura 17b em relação as granadas renomeadas como a variante Bi''- justificando a hipótese de sobreposição desse tipo de granada Bi ao campo das granadas Bii (relacionada a fontes metassedimentares).

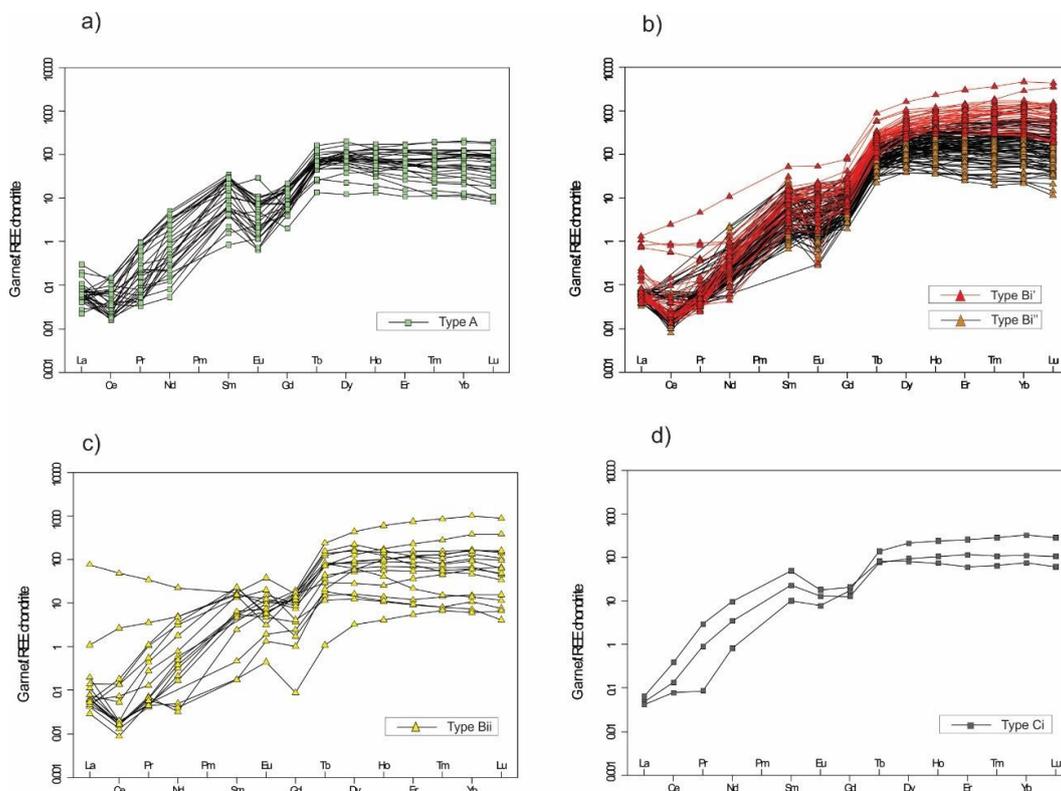


Figura 17 - Diagramas spider de ETR das granadas detríticas estudadas. (a): granada tipo A; (b): granada tipo Bi, subdivido em Bi' (Y > 590 ppm e HREE > 271 ppm) e Bi'' (Y < 800 ppm e HREE entre 32-547 ppm); (c) granadas tipo Bii; (d): granadas tipo Ci.

Tipo de Granada:	A	Bi'	Bi''	Bii	Ci
$\Sigma$ HREE (ppm)	11.94 - 169.85	271.51 - 2764.48	32.844 - 547.16	4.318 - 632.49	74.39 - 238.69
$\Sigma$ LREE (ppm)	0.27 - 10.05	0.38 - 20.79	0.038 - 5.69	0 - 84.76	2.54 - 16.11
Eu/Eu*	0.08 - 2.45	0.005 - 1.54	0 - 2.58	0 - 3.18	0.51 - 0.72
Gd/Lu (N)	0.03 - 1.10	0.001 - 0.12	0.002 - 0.97	0 - 0.85	0,06 - 0,34
La/Sm (N)	0.006 - 0.06	0 - 0.11	0 - 0.20	0 - 4.46	-
Y (ppm)	23.35 - 361.14	590.17 - 3777.23	61.33 - 830,96	12.81 - 1144.43	129.76 - 483.25
Zn (ppm)	52.13 - 210.23	9.39 - 117.56	9.02 - 124.14	23.24 - 240.65	44.37 - 62.44

Tabela 2 - Tabela sumarizada dos *ranges de valores* mínimo e máximo dos elementos traços e terras raras analisados nas granadas detríticas e organizados em tipos A, Bi', Bi'', Bii e Ci

### 5.3 DISCUSSÕES

Ao considerarmos a composição dos elementos maiores das turmalinas detríticas e as questões de sobreposição dos campos de proveniência Bi (derivação ígnea) x Bii (derivação metassedimentar) das granadas detríticas levantadas pelos elementos-traço, presume-se que para estes minerais estão associadas fontes predominantemente metamórficas de baixo/médio grau, englobando principalmente rochas metassedimentares de composição pelítica a psamítica, saturadas ou não em Al, que se distribuem em todas as amostras e formações que compõem este domínio da bacia (região *offshore* do POT-4), e contribuição subordinada de rochas fontes metassedimentares de alto grau e/ou charnoquíticas (tipo A) e pouca ou nenhuma contribuição de fontes metabásicas (tipo Ci). Fontes graníticas/ pegmatíticas (para àquelas renomeadas como variante tipo **Bi'** para granadas e campo 2 para turmalinas), incluindo granadas tipo A e tipo Ci, ocorrem em maior abundância na porção mais basal da Fm. Pescada, diminuindo suas contribuições em direção ao topo do poço (Fm. Alagamar). Esses dados somados aos picos de idades obtidos em zircão detrítico por Baesso *et al.*(2021) nas mesmas amostras aqui estudadas, que identificaram dois picos de idade em aproximadamente 2.16 Ga e 0.60 Ga e secundariamente um pico em 3.0 Ga, restringem possíveis áreas fontes ao setor nordeste do Terreno Rio Piranhas (Figura 10).

### 5.3.1 Proveniência Sedimentar

A partir dos resultados geoquímicos dos elementos maiores das turmalinas e dos maiores e traços das granadas estudadas, as seguintes áreas fontes foram identificadas:

a) Fontes para granadas tipo **A** (Mange e Morton, 2007):

**Complexo Caicó:** Paragnaisses ricos em granada (ca. 2.33-2.15 Ga) encontrados no domínio norte do Terreno Seridó (ANGELIM *et al.*, 2006), poderiam ter participado como área-fonte fornecedora de rochas metassedimentares de alto grau, registradas pelas granadas tipo A, mais abundantes nos arenitos mais basais da Fm. Pescada.

b) Fontes para granadas tipo **Bi** (Mange e Morton, 2007), **Bi'** (Hong *et al.*, 2020) além das turmalinas dos campos **2**:

**Pegmatitos da Província Pegmatítica do Seridó:** Granada de composição tipo Bi e turmalinas do campo 2 são identificadas nestes pegmatitos (ANGELIM *et al.*, 2006; MORAES, 1999; SOARES, 2004). O porquê da ocorrência destas granadas e turmalinas detríticas relacionadas aos pegmatitos da Província Seridó ocorrerem quase que exclusivamente na base dos arenitos do setor *offshore POT-4 da BP* (Fm. Pescada), bem como o fato da ausência de elbaítas entre as turmalinas detríticas ainda são questões não integralmente solucionadas. Uma possibilidade é a de que estes corpos pegmatíticos, ao tempo da deposição dos arenitos desta unidade na bacia Potiguar, representariam corpos de maior heterogeneidade sem muita elbaíta em relação aos que afloram hoje na Faixa Seridó e estariam posicionados em profundidades mais rasas e aflorando em maior volume na área fonte.

**Corpos leucograníticos peraluminosos** contendo granada também poderiam estar fornecendo granadas detríticas derivadas de fontes ígneas (tipo Bi'), a pesar do volume destes corpos serem restritos na porção nordeste do Terreno Rio-Piranhas.

**Complexo Caicó:** ortognaisses migmatíticos com granadas pertencentes ao Complexo Caicó (ca. 2.33-2.15 Ga) encontrados no domínio norte do Terreno Seridó (ANGELIM *et al.*, 2006) e migmatitos estromáticos de composição tonalítica a

granodiorítica contendo granada que ocorrem no Complexo Presidente Juscelino (3.2 - 2.8 Ga, pertencente ao Maciço São José do Campestre), também poderiam estar contribuindo com o *input* das granadas com assinaturas do tipo Bi'.

c) Fontes para granadas tipo **Bii** (Mange e Morton, 2007), **Bi''** (Hong *et al.*, 2020) e turmalinas dos campos **4, 5 e 6**:

**Terreno Seridó:** possível fonte das granadas e turmalinas detríticas de origem metassedimentar do setor POT-4 (*offshore*), em função da idade dos zircões herdados do Grupo Seridó (2.16 Ga e 0.60 Ga), dos micaxistos granadíferos (variedade almandina) com turmalinas pertencentes à Fm. Seridó e dos quartzitos à turmalina (variedade Mg-foitita, dravita e uvita) da Fm. Equador (GAMA JÚNIOR; ALBUQUERQUE, 1985; MORAES, 1999; ANGELIM *et al.*, 2006; BEURLEN *et al.*, 2016).

**Fácies mais diferenciadas de ortognaisses do Complexo Caicó:** por processos de assimilação crustal que incorporaram Al no magma original, podem fazer com que granadas derivadas destes granitos, posteriormente metamorfizados, registrem assinaturas de campos de proveniência metassedimentar tanto Bii (para elementos maiores) quanto Bi'' (para elementos traços).

d) Fontes para granadas tipo **Ci** (Mange e Morton, 2007):

**Grupo Seridó:** Anfibolitos ortoderivados com granada (variedade piropo, ) (PALHETA, 2017) foram avaliados como possível rocha fonte das granadas tipo Ci; estes apresentam volume aflorante relativamente pequeno em relação ao terreno podendo influenciar no seu aparecimento na bacia, assim justificaria a pequena presença deste tipo de granada no poço.

Ainda, nas amostras estudadas, a ausência de granadas tipo Cii indica carência de contribuição de fontes eclogíticas, podendo fortalecer a hipótese de que o Complexo Ceará, e por consequência o Domínio Ceará Central, não estava contribuindo com o aporte sedimentar durante a deposição dos sedimentos na região do POT-4. Anfibolitos ortoderivados do Bloco Campo Grande (FERREIRA, 2019), apesar de apresentarem a assinatura Ci presente nas granadas analisadas, são

rochas volumetricamente pequenas em relação aos retroeclogitos que compõem o Maciço Arqueano, e por essa razão presume-se que tal unidade teria fornecido pouco ou até mesmo não ter contribuído como rocha fonte devido à ausência de granadas tipo Cii nas amostras estudadas. Ainda, a ausência de granadas detríticas cálcicas (type D) nas amostras estudadas, cuja assinatura está presente nos granitoides brasileiros cálcio-alcálicos (ANGELIM *et al.*, 2006; DANTAS *et al.*, 2004; NASCIMENTO; GALINDO; MEDEIROS, 2015; NASCIMENTO; GALINDO; SOUZA, 2003; SILVA JÚNIOR; SOUZA; LOPES, 2018) pertencentes a porção sul do Terreno São José do Campestre (10e), permitem desassociar apenas o setor sul do TSC como área fonte, já que um pico secundário de 3.0Ga de idade de zircão detrítico é associado ao Maciço São José do Campestre por (BAESSO *et al.*, 2021).

### 5.3.2 Reflexões sobre a Persistência no Ciclo Sedimentar

Os resultados dos elementos maiores de turmalina e dos elementos-traço de granada sugerem como proveniência principal rochas metamórficas de baixo grau para os minerais pesados (granada e turmalina), apesar disso, não foi identificado pela petrografia (PEREIRA, 2020) um volume significativo de líticos metamórficos (~<1% a 4%). A elevada estabilidade da granada e da turmalina frente ao ciclo sedimentar, poderia justificar sua permanência nas formações estudadas. Os detritos metassedimentares apontados como principal fonte para esses minerais no setor *offshore* POT-4 poderiam ter sido desintegrados e dissolvidos durante os processos intempéricos fazendo com que não persistissem os líticos no ciclo sedimentar, resultando na presença subordinada e restrita de líticos metamórficos nas amostras estudadas (PEREIRA, 2020) e permanência apenas dos minerais pesados considerados estáveis. Dessa forma, os resultados dos elementos maiores de turmalina e elementos-traço de granada revelariam a trajetória mais provável da área fonte dos sedimentos até a bacia; ou seja, os sedimentos sairiam do Terreno Seridó, devido a associações deste terreno às rochas metassedimentares ricas em granada e turmalina do Grupo Seridó (Fm. Seridó e Equador) englobando ainda, sedimentos derivados do embasamento Paleoproterozóico derivados de gnaisses graníticos e migmatíticos do Complexo Caicó e também ainda dos plútons graníticos brasileiros que permeiam a região.

Essa situação engloba reflexões no que tangem a variabilidade litológica de áreas fontes de composição heterogênea e a capacidade de cada tipo de rocha produzir areia. As areias produzidas que iriam predominar/persistir no ciclo sedimentar, em termos de área fonte da bacia, seriam aquelas derivadas de rochas mais resistentes e mais duráveis. A capacidade de um determinado tipo de rocha produzir areia está vinculada a propriedades específicas dessa rocha, como por exemplo mineralogia (abundância de minerais formadores de rocha e suas respectivas estabilidades químicas e físicas), tamanho de grão e microfábrica (isotropia da rocha x fábricas heterogêneas com foliação/bandamento). Os granitos e gnaisses possuem 5 a 20 vezes, maior capacidade de gerar areia do que rochas metamórficas de baixo-médio-grau, conforme demonstrado por Palomares e Arribas (1983), podendo, assim, justificar a pequena abundância de fragmentos líticos metamórficos de baixo grau descritos por Pereira (2020) nestes arenitos estudados da bacia Potiguar.

## 6. CONCLUSÕES

Considerando o método de Mange e Morton (2007), a maior parte das granadas foram plotadas no campo Bi, **supostamente** derivadas de rochas ácidas/granitóides. Ao contrapor os resultados obtidos pelo método de Hong *et al.* (2020) que se utiliza de elementos-traço em granada para determinar a proveniência, verificou-se que as granadas classificadas no método anterior como tipo Bi, foram reclassificadas como **Bi''**, exibindo assinatura similar às granadas tipo Bii de Mange e Morton (2007), apresentando assim maior variação dos valores de elementos terras raras (Figura 7b, 7c), tendência de achatamento da curva em relação aos HREE e valores baixos de Y (61.33-830.96 ppm) (Figura 8c), indicando a derivação de rochas metassedimentares de baixo/médio grau. Dos 124 grãos de granada detrítica que caíram no campo Bi pelo método de Mange e Morton (2007), apenas 27% destes grãos foram considerados como de derivação ácida/granítica (Figura 9), e assim reclassificadas em Type Bi', marcados por altos valores de Y (590.17-3777.23 ppm) e HREE (maior parte acima de 600ppm), e baixos conteúdos de Zn (9.39-117.56 ppm) (Tabela 2).

Dessa forma, os resultados revelam que a sobreposição da composição de elementos maiores em campos de proveniência da granada ígnea x metassedimentar em diagramas discriminantes foi significativa nas amostras estudadas, e através dos elementos-traço foi possível interpretar como rocha fonte principal para granadas deste setor da bacia como metassedimentar de baixo/médio grau, concordando com os resultados obtidos pelos elementos maiores da turmalina. Estas informações aliadas aos picos de idade 2.16 Ga e 0.60 Ga em zircões detríticos obtidos nas mesmas amostras do POT-4 (BAESSO *et al.*, 2021) sugerem a contribuição do Terreno Seridó, nordeste do Domínio Rio Grande do Norte/ Província Borborema, como área fonte para esse setor da Bacia Potiguar, apontando as unidades do Grupo Seridó como principais fornecedoras de granadas e turmalinas de origem metassedimentar, e os pegmatitos da Província Pegmatítica Seridó, bem como os leucogranitos brasileiros (nesse caso apenas relacionado as granadas) como os principais fornecedores de granada e turmalina ígnea/pegmatítica. Ainda, em função do baixo volume de líticos metamórficos de baixo grau (<1 a 4 %) e o predomínio de grãos rígidos de quartzo e feldspato (associados a fontes gnáissico-migmatíticos) identificados pela petrografia de essenciais em estudos prévios, considera-se a

participação do Complexo Caicó como área-fonte importante, o qual pode ter fornecido tanto granada tipo Bi quanto tipo Bii.

Em síntese, os dados da composição química de granada e turmalina identificam área-fonte mista para os arenitos investigados, englobando rochas metassedimentares de baixo/médio grau (Grupo Seridó) e ortognaisses/granitoides (Complexo Caicó) além de granitoides intrusivos tardios. A pequena abundância de fragmentos de rocha metamórfica nestes arenitos, pode ser explicado pelo fato das rochas-fonte granítico-gnáissicas possuírem capacidade de até 20 vezes maior de gerar areia, quando comparado a metamórficas de baixo/médio grau. Além disto, os detritos metamórficos são mais suscetíveis a dissolução e desintegração durante o ciclo sedimentar.

## 7. ARTIGO

### **Garnet trace elements and tourmaline composition as provenance indicators in the Potiguar Basin, NE Brazil**

Brenda da Rocha Gamalho<sup>a,\*</sup>, Marcus Vinicius Dorneles Remus<sup>a</sup>, Cristiano de Carvalho Lana<sup>b</sup>, Bruno Rafael de Barros Pereira<sup>c</sup>, Maria Lúcia Medeiros Vignol<sup>a</sup>, Norberto Dani<sup>a</sup>, Marcia Boscato Gomes<sup>a</sup>,

<sup>a</sup> *Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil.*

<sup>b</sup> *Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, R. Diogo de Vasconcelos, 122, 35400-000 Ouro Preto, MG, Brazil.*

<sup>c</sup> *Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguêz de Mello, Superintendencia de Pesquisa Exploracao e Producao, Divisão de Geologia - Sedimentologia e Estratigrafia. , Avenida Horácio Macedo, Cidade Universitária, 21941598 - Rio de Janeiro, RJ, Brazil.*

\*Corresponding author. E-mail address: [brenda.gamalho@ufrgs.br](mailto:brenda.gamalho@ufrgs.br) (B.R.G).

#### **Abstract**

Ternary plots based on major elements composition of detrital garnets and tourmalines are widely applied in provenance studies. However, overlapping fields on ternary diagrams can induce errors in provenance interpretations, hampering the accurate identification of source areas. In this work, we present the first compositional provenance study, based on major, minor, and trace elements in garnets and tourmalines found in sandstone reservoirs in the Potiguar Basin (NE Brazil). Using a total of 173 point analyses of major and trace elements (Zn, Y, and REE) in garnet and 431 analyzes of major elements in detrital tourmaline we determine source areas and potential sedimentary routes. Major elements indicate mainly felsic igneous sources (type Bi) for garnets and metasedimentary of pelitic/psammitic composition for tourmalines. Based on Y x Zn and HREE x LREE relationships, trace elements in garnets allow us to discriminate originally overlapping fields, further constraining the

provenance of the studied samples. Based on these analyzes, 73% of the garnets previously classified as igneous-related actually display lower Y and HREE values, a pattern compatible with garnets derived from metasedimentary sources. This finding highlights the application of minor and trace elements in provenance studies. The compositional pattern of garnets and tourmalines indicates mixed sources, including low to medium grade metasedimentary rocks from the Seridó Group and orthogneisses granitoids from the Caicó Complex, as well as late intrusive granitoids. These observations allow us to indicate the Seridó Terrain, in the NE of the Rio Grande do Norte Domain of the Borborema Province, as the main source for the studied reservoirs.

**Keywords:** Garnet; Tourmaline; Provenance; Potiguar Basin.

## 1. Introduction

Provenance analysis is an essential technique in the identification of favorable hydrocarbons reservoirs in sedimentary basins (Milani *et al.*, 2000; Fontanelli *et al.*, 2009; Arribas *et al.*, 2014). The primary composition of sediments directly controls the intensity and style of diagenetic processes (Surdam *et al.*, 1989; De Ros, L.F., 1996; Primmer *et al.*, 1997). These processes, in turn, govern the development of porosity in reservoirs. As a consequence, provenance studies play a key role in predicting the quality, location, and correlation of sandstone reservoirs (Morton, 1987; Morton *et al.*, 2002; Rossi *et al.*, 2002; Remus *et al.*, 2008, Fontanelli *et al.*, 2009). Provenance studies also allow the determination of the original sediment composition, its source area, and distribution routes (Remus *et al.*, 2008; von Eynatten and Dunkl, 2012; Garzanti, 2016; Caracciolo, 2020).

Classical provenance analyzes include quantitative petrography, conventional analyzes of heavy minerals, mineral varietal geochemistry, and isotopic determinations. To reduce the effects of weathering, transport, and diagenesis, individual grains of heavy minerals, such as amphibole, pyroxene, tourmaline, garnet, zircon, and chrome-spinel are often used in provenance methods (Mange and Oberhaensli, 1982; Cawood, 1983; Henry and Guidotti, 1985; Morton, 1985b; Press, 1986; Owen, 1987). To classify and determine compositional variations within mineral phases using major elements, traces, and isotopes, techniques such as electron

microprobe and ablation Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) have been used in provenance studies (e.g., Henry and Dutrow, 1996; Čopjakov *et al.*, 2005; Mange and Morton, 2007; Van Hinsberg *et al.*, 2011; Hong *et al.*, 2020).

The application of garnet and tourmaline in provenance studies is favored by their abundance among heavy minerals assemblages (Morton, 1978) and stability during weathering and diagenetic processes (Morton, 1985a; Mange and Maurer, 1992). In addition, these minerals present minute density variations for a wide range of compositions, which record both pressure and temperature conditions. The uniform density reduces the effect of hydraulic selection and allows the use of garnet and tourmaline as excellent indicators of the composition host environment (Van Hinsberg *et al.*, 2011).

Parental rocks of detritic tourmaline can be determined using ternary diagrams based on the abundance of Al, Fe, Mg, and Ca (Henry and Guidotti, 1985), as well as by isotopic boron discrimination (Marschall and Jiang, 2011). In the case of detritic garnets, several ternary diagrams are applied to the classification. These diagrams are generally based on the relative abundance of Fe, Mn, Mg, and Ca (Mange and Morton, 2007; Krippner *et al.*, 2014, Tolosana-Delgado *et al.*, 2018 and references therein).

To date, garnet classification has been mainly based on diagrams built from major elements (Yavuz and Yildirim, 2020). Despite its extensive use, recent studies reveal that garnets of different sources can still present similar compositions in terms of major elements, resulting in overlapping provenance fields (Suggate and Hall, 2014). For instance, garnets derived from acid-intermediate igneous rocks and those derived from high-grade metapelites present similar **geochemistry** in terms of major elements, and despite contrasting sources, both garnets plot in the same provenance A-type field of Mange and Morton (2007). Furthermore, garnets derived from granitic rocks can not be distinguished from those derived from low to medium-grade metapelites due to geochemical overlapping fields (type Bi and type Bii). This issue has been highlighted in several studies (e.g., Krippner *et al.*, 2014; Hong *et al.*, 2020) and composes a **serious** problem since sandstones derived from granitic and quartz-feldspar sources are potentially better reservoirs when compared to those derived from metapelites.

Recent studies have put forward models for discriminating overlapping provenance fields using trace elements in garnets (Čopjaková *et al.*, 2005; Lenaz *et*

*al.*, 2018; Hong *et al.*, 2020). Among these models, important geochemical indicators stand out (Hong *et al.*, 2020): granitoid rocks present higher values of Y ( $> 800$  ppm) and  $\Sigma\text{ETRP}$  ( $> 600$ ) when compared to metapelites ( $\Sigma\text{ETRP} < 300$  ppm and Y  $< 500$  ppm). In addition, high-grade metapelites (granulite facies) generally present higher values of light rare-earth elements ( $\Sigma\text{ETRL} > 4$  ppm) and zinc (Zn  $> 150$  ppm) in relation to low to medium grade metapelites.

This study presents the first provenance study using trace elements in garnet and major elements in tourmaline of sandstone reservoirs of the Potiguar Basin, one of the largest onshore oil producers in Brazil (Fig. 1). Petrographic studies reveal a relatively homogeneous arkose composition with up to 4% of fragments of metamorphic rocks (Pereira, 2020). Using trace elements in detritic garnets, this study applies the recent methodology of Hong *et al.* (2020), integrating  $\Sigma\text{ETRL}$ ,  $\Sigma\text{ETRP}$ , Y, and Zn to discriminate garnets derived from granitic rocks from those derived from metapelites. We compare our results with provenance results obtained by classical methods that apply major elements for garnet (Mange and Morton, 2007) and tourmalines discrimination (Henry and Guidotti, 1985; Marschall and Jiang, 2011). Our results allow us to refine the evaluation of the potential of these sandstones as reservoir rocks and better constrain the source areas of the sediments.

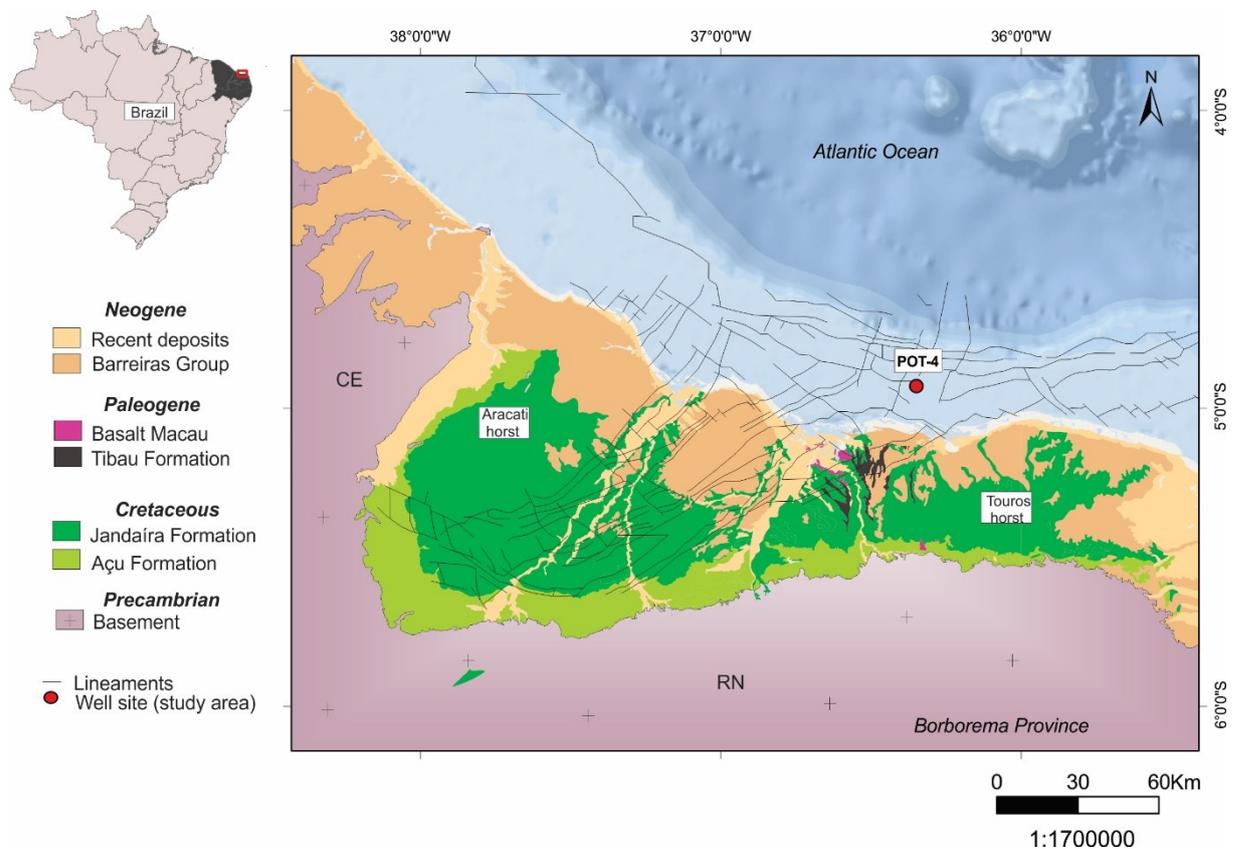
## 2. Geologic setting

### 2.1. Potiguar Basin

Located at the eastern end of the Brazilian equatorial margin the Potiguar Basin is a cretaceous rift basin developed during the Neocomian (**Fig. 1**). The basin presents an emerged area of 21,500 km<sup>2</sup> (45% of total area) and a submerged area of 26,500 km<sup>2</sup> (55% of total area) (Pessoa Neto *et al.*, 2007). The origin of the Potiguar Basin is linked to the Mesozoic fragmentation of the supercontinent Gondwana and the opening of the Equatorial South Atlantic. This process resulted in the separation of the African and South American plates and by the rupture of the Borborema Province and its African counterpart, the Nigerian Shield (Bertani *et al.*, 1990; Soares *et al.*, 2003).

Structural data indicate that shear zones related to the Precambrian basement of the Borborema Province controlled the development of the Potiguar Rift (Fortes, 1986; Matos, 1992, 1999; Souza *et al.*, 2016). These structures display NE-SW and E-

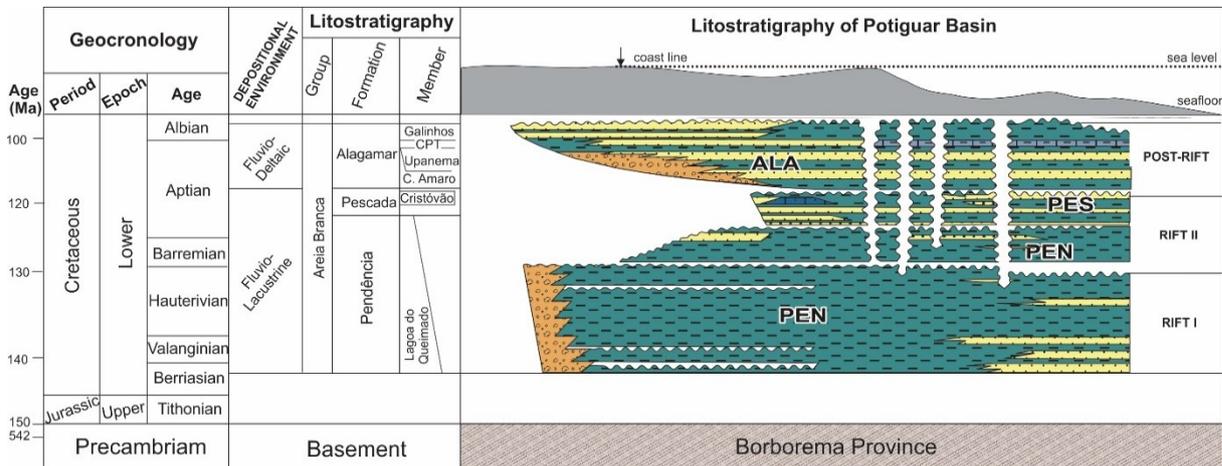
W directions and resulted in the NE-SW elongated, rhombohedral geometry of the rift (**Fig. 1**). The emerged portion of the basin is characterized by grabens and structural heights limited by two shallow basement platforms, the Aracati to the west and Touros to the east. The tectonostratigraphic evolution of the Potiguar Basin has been grouped in three main supersequences: the Rift (Lower Cretaceous), Post-Rift (Alagoas Stage) and Drift sequences (from Albian to recent) (Pessoa Neto *et al.*, 2007). The first two supersequences contain both the Pescada and the Alagamar Formations, which are the main targets of this study.



**Fig. 1.** Location of the Potiguar Basin in the easternmost end of the Brazilian equatorial margin, Brazil. Modified from Bertani *et al.* (1990).

The Rift phase (Rio da Serra Stage) is divided into Rift I and Rift II (Fig. 2). The **Rift I** (Upper Berriasian - Upper Barremian) is associated with the first extensional pulse, of WNW-ESE direction (Matos, 1992; Cremonini *et al.*, 1998). This period is marked by crustal stretching and high rates of mechanical subsidence (Matos, 2000), resulting in the development of normal faults that define four asymmetric half-grabens named Apodi, Umbuzeiro, Boa Vista, and Guamaré. These grabens are filled with continental lacustrine, deltaic, and fan-deltaic sediments associated with organic-rich

shales interbedded with turbidites from the Pendência Fm. (Bertani *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 2000). This period also resulted in the development of NE-SW basement ridges parallel to the main rift axis. These ridges are represented by the heights of Quixaba, Serra do Carmo, and Macau heights (Bertani *et al.*, 1990).



**Fig. 2.** Stratigraphic chart of the Potiguar Basin for the period of 145-100 Ma (after Pessoa Neto *et al.*, 2007).

The **Rift II** (Upper Barremian - Upper Aptinian) developed during the second extensional pulse of N-S orientation (Françolin and Szatmari, 1987; Melo *et al.*, 2016). This extension resulted from the rift axis migration to the submerged portion of the basin, resulting in the development of E-W trending faults. This shift resulted in offshore grabens, as well as uplift and erosion of the emerged segment of the basin leading to the development of a regional unconformity (Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1999, 2000; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Consequently, the sedimentary record of the Rift II phase is limited to the submerged segment of the Potiguar Basin and recorded by the Upper Pendência (coarse sandstones and pelites deposited in a fluvial-deltaic-lacustrine environment) and Pescada (alluvial fans and high-energy fluvial systems) formations (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Magmatic activity during the Rift II is marked by the emplacement of diabase dikes grouped in the Rio Ceará-Mirim Fm. (140-120 Ma; Araripe and Feijó, 1994; Souza *et al.*, 2004).

The **Post-Rift** sequence (Alagoas Stage, between Aptian and Albian) is considered the transitional phase of basin quiescence and records a gradual change from continental to marine systems (Pessoa Neto *et al.*, 2007). This phase is documented by the Alagamar Fm., which covers the Rift I and II sequences and

records the first marine inflows, comprising fan-deltas and fluvio-deltaic sediments (Canto do Amaro and the basal Upanema members; Pessoa Neto *et al.*, 2007). These systems are progressively drowned by a marine transgression, as suggested by the occurrence of transitional shales grouped in the Galinhos Mb., as well as black shales and ostracoidal calcilutite (Ponta do Tubarão Layer), which mark the maximum flooding surface (Pessoa Neto *et al.*, 2007).

The **Drift** sequence (Albian - Recent) is marked by thermal subsidence and continental drift. This sequence corresponds to the last sediment filling recorded by the transgressive Açu (proximal fluviomarine) and Quebradas (distal fluviomarine) formations (Pessoa Neto *et al.*, 2007). These formations are covered by a carbonate platform (Jandaíra Fm) of Turonian-Campanian age (Milani *et al.*, 2000). During the Neocampanian, the Potiguar Basin was affected by transcurrent tectonics that resulted in the development of WNW-ESSE trending structures and an unconformity in the offshore section of the Potiguar Basin (Françolin and Szatmari, 1987; Milani *et al.*, 2000). From the Neocampanian, the region was covered by regressive sequences grouped in the Barreiras, Tibau, Guamaré, and Ubarana formations. The Cenozoic is marked by the occurrence of underwater basaltic magmatism grouped in the Macau Fm., of the Eocene–Oligocene age (Milani *et al.*, 2000).

The economic relevance of the Potiguar Basin derives from hydrocarbons discoveries in two petroleum systems. These systems occur in the Pendência and Alagamar-Açu formations and are explored since 1949 (Batista, 2017). The hydrocarbon source rocks are located in the Neocomian lacustrine shales of the Pendência Fm. and in the Aptian shales and marls of the Alagamar Fm. (CPT, Galinhos and Upanema members). In these petroleum systems, reservoirs are associated with sandstones of the Pendência, Alagamar, and Açu formations (Morelatto and Fabianovicz, 2015). To date, the Potiguar Basin is one of the largest onshore oil producers in Brazil, reaching a total production of 41,568 boe/d with 85 producing fields (ANP, 2019).

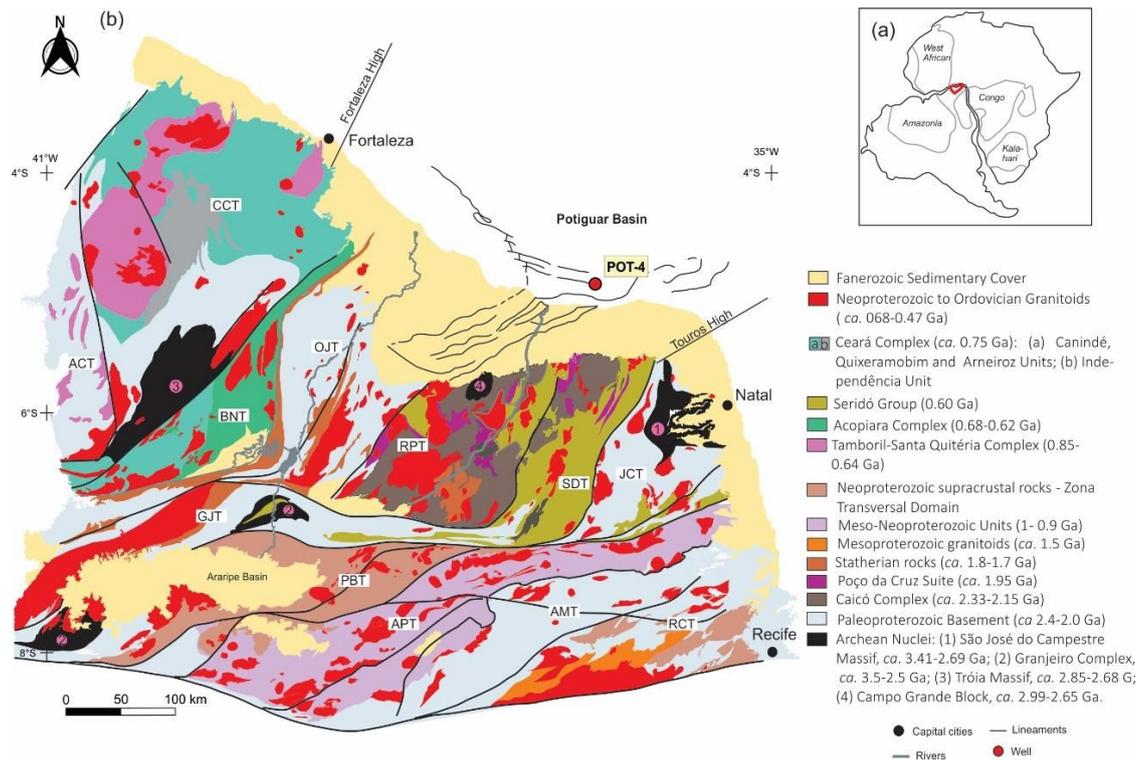
## 2.2. Basement Terranes and main source areas

The basement of the Potiguar Basin is composed of a series of allochthonous terranes with Archaean nuclei surrounded by ortho and paragneisses and migmatites

of Paleoproterozoic age (Bertani *et al.*, 1990; Garcia *et al.*, 2003). These rocks include supracrustal zones overlapping with Neoproterozoic granite intrusions of the Borborema Province (Fig. 3b) (Bertani *et al.*, 1990; Garcia *et al.*, 2003).

The Borborema Province represents the South American counterpart of the Benino/Nigerian Province (west Africa). During the Brasiliano/Pan Africana orogeny (late Neoproterozoic) these two provinces were subject to compression and placed as orogenic belts between the São Francisco and São Luís/West African cratons (Fig. 3a) (Caby, 1989; Caby *et al.*, 1990; Okonkwo and Ganev, 2015; Ganade *et al.*, 2016; Caxito *et al.*, 2020). The Brasiliano/Pan Africana orogeny is responsible for the development of the ubiquitous NE trending thrusts and transcurrent shear zones that govern the Borborema Province (Brito Neves *et al.*, 2000; Hasui *et al.*, 2012). This tectonic framework led to intense granitic plutonism emplaced throughout the province (Brito Neves *et al.*, 2000).

The Borborema Province is divided into three main domains (i) North, which is further individualized in Medio Coreaú (DMC), Central Ceará (DCC) and Rio Grande do Norte (DRN) (Van Schmus *et al.*, 2011; Caxito *et al.*, 2020); (ii) Transversal Zone Domain and (iii) South Domain (Brito Neves *et al.*, 2000), limited by NE-SW trending structures that include the Senador Pompeu shear zone and the Transbrasiliano, Patos and Pernambuco lineaments. These subprovinces are further individualized upon tectonostratigraphic and structural relationships (Fig. 3b) (Santos, 1998; Santos *et al.*, 1999; Huhn *et al.*, 2014).



**Fig. 3.** Location and geological map of the Borborema Province; a) Continents configuration during the Brasiliano/Pan African Orogeny (~ 0.6 Ga); b) Geological map of the northern portion and Transversal Zone of the Borborema Province and location of the Potiguar Basin and the studied borehole. Tectono-stratigraphic terranes: CCT- Ceará Central Terrain; BNT- Banabuiú Terrain; OJT- Orós-Jaguaribe Terrain; RPT- Rio-Piranhas Terrain; SDT- Seridó Terrain; JCT- São José do Campestre Terrain; GJT- Granjeiro Terrain; PBT- Piencó-Alto Brígida Terrain; APT- Alto Pajeau Terrain; AMT- Alto Moxotó Terrain; RCT- Rio Capibaribe Terrain. Modified of Baesso *et al.* (submitted.).

The northern sub-province of the Borborema Province is marked by Archean nuclei present in the Tróia Massif (in the DCC), the São José do Campestre, Granjeiro Complex, and Campo Grande Block (in the DRN). These Archean nuclei are surrounded by large Paleoproterozoic basement areas (~ 2.4 - 2.0 Ga) (Martins, 2000; Castro, 2004; Souza *et al.*, 2007; Ancelmi, 2016). These Paleoproterozoic areas consist mainly of migmatite gneisses of tonalitic and granodioritic composition (primitive TTG's; Fetter, 1999; Fetter *et al.*, 2003; Angelim *et al.*, 2006; Souza *et al.*, 2007; Hollanda *et al.*, 2011; Sá *et al.*, 2014), with upper amphibolite to granulite metamorphism and diverse migmatization intensities. Also occur basic metavolcanics, garnet and sillimanite paragneisses, schists of psammitic-pelitic and vulcano-sedimentary origin but in minor extension.

In the DRN, this Paleoproterozoic basement occurs in the Orós-Jaguaribe Terrain (Jagaretama Complex) and in the São José do Campestre Terrain (2,193 Ga,

Sá *et al.*, 2014). The main garnet and tourmaline bearing units from the DRN are summarized in Table 1. Volcano-sedimentary paragneisses of the Caicó Complex (2.20-2.15 Ga, Souza, 1991; Souza *et al.*, 2007; also called Grupo São Vicente by Hackspacher *et al.*, 1990), located in the Rio Piranha Terrain, are also considered part of DRN basement. These rocks occur as basal stratigraphic units and host important intrusions of Rhyacian age (2.2 Ga; Hollanda *et al.*, 2011) grouped in the Poço da Cruz Magmatic Suite (Medeiros *et al.*, 2012; Sá *et al.*, 2014).

The main difference between the Caicó Complex and the Paleoproterozoic basement in the Orós-Jaguaribe Terrain consists in the absence of marble intercalations and the abundance of amphibolites in the Caicó Complex (Sá *et al.*, 2014; Pinéo, 2017; Calado *et al.*, 2019). Despite that, both areas present similar metamorphism conditions of high-temperature amphibolite facies followed by migmatization (Sá *et al.*, 2014).

The Paleoproterozoic basement is covered by metavolcano-sedimentary and metaplutonic sequences of Statherian age grouped in the Orós-Jaguaribe Terrain (1.8 - 1.7 Ga), also known as the Orós and Jaguaribe Belt (Parente and Arthaud, 1995; Sá *et al.*, 2014). The Orós Belt is characterized by aluminous quartzites and staurolite, andalusite, and garnet-bearing schists (Parente and Arthaud, 1995). In contrast, the Jaguaribe Belt is marked by the abundance of alkaline felsic plutonic rocks, in contrast to the small occurrence of metasedimentary rocks (Parente and Arthaud, 1995). Both areas record an increase in the metamorphism from west to east, grading from greenschist, lower amphibolite to low-pressure granulite facies (Parente and Arthaud, 1995).

The Paleoproterozoic basement is also covered by Neoproterozoic sequences deposited in ancient basins and later metamorphosed during the Brasiliano/Pan African event. These sequences are grouped in the Ceará (ca. 0.75 Ga) and Acopiara Complexes (ca. 0,68 - 0,62 Ga), as well as in the Seridó Group (ca. 0,6 Ga). The Ceará Complex is located in the DCC and consists of metapelitic-psammitic rocks (Cavalcante *et al.*, 2003; Fetter *et al.*, 2003; Arthaud, 2007). The Acopiara Complex is located in the Banabuiu Terrane and is formed by migmatite gneisses of sedimentary origin enriched in graphite material (Palheta, 2017). In some regions, these rocks display anatectic features, including metabasites and gondites lenses (Gomes *et al.*, 2000; Cavalcante *et al.*, 2003; Palheta, 2017).

The Seridó Group (ca. 0.6 Ga) is located in the Seridó Terrain and includes metavolcano-sedimentary, siliciclastic, carbonatic and metaturbiditic pelites (Sá, 1991; Caby, *et al.*, 1995; Parente and Arthaud, 1995; Campelo, 2009; Palheta *et al.*, 2010; Pinéo, 2017). These units display variable degrees of metamorphism ranging from lower greenschist (chlorite-sericite) to amphibolite facies (staurolite-garnet-cordierite-sillimanite) under low-pressure conditions (Sá and Legrand, 1983; Lima, 1987, 1992; Sá *et al.*, 1995).

1 **Table 1.** Summary of the main garnet and tourmaline-bearing units in the Rio Grande do Norte Domain (Borborema Province).

Borborema Province: Rio Grande do Norte Domain (DRN)						
Terrain	Unit	Age (ca.)	Garnet bearing units	Tourmaline bearing units	References	
Pegmatitic dykes	SDT Seridó Pegmatitic Province	509 Ma	The most important deposit is located in pegmatites that cut shales of the Seridó Fm. in Carnaúba dos Dantas (orange spessartite garnet, and red, green and opaque varieties are subordinate), also occurring in the municipality Governador Dix-Sept Rosado. Garnet bearing pegmatites also occur in the municipalities of Tenente Ananias, Lajes Pintadas and Acaraí + Parelhas (red garnet, Type Bi). In the municipality of Ecuador, pink garnet bearing pegmatite occur associated with schorlites. Grossular also occurs in these pegmatites.	Pegmatites in the Seridó Fm. containing elbaite, schorlite and dravite.	Moraes, 1999; Soares, 2004; Angelim <i>et al.</i> , 2006	
Brazilian granitoids	BNT Banabuiú Granite	578 Ma	Two micas meta-leucogranite composed of quartz, potassium feldspar, plagioclase, muscovite. Small presence of biotite and garnet.	Felsic pegmatitic veins that cut leucogranites. The veins are composed of quartz, feldspar, muscovite and rare tourmaline megacrystals	Palheta <i>et al.</i> , 2017; Pinéo, 2017	

	JCT	Alkaline magmatism	578 ± 14 Ma	Andradite (Type D) occurs as an accessory mineral in several plutons (e.g., Caxexa, Serra do Algodão, Serra do Boqueirão, Picuí, Macaíba and Dona Inês).	-	Nascimento, Galindo and Souza, 2003; Nascimento, Galindo and Medeiros, 2015
	JCT	High-K calc-alkaline magmatism	*541 ± 4 Ma **628 ± 11 Ma	Monzo to syenogranites with primary muscovite and garnet (rare facies) (e.g., Picuí, Dona Inês* and Macaíba** plutons).	-	Angelim <i>et al.</i> , 2006
				Ortho-amphibolites.	-	Palheta <i>et al.</i> , 2017
				Garnet-mica schists, cordierite-garnet schists with sillimanite, and tremolite-mica schists.	-	Angelim <i>et al.</i> , 2006
Supracrustal sequences	SDT	Seridó Group	640-630 Ma	Metamafic rocks composed of actinolite schists ± garnet (SW of Seridó Belt).	-	Angelim <i>et al.</i> , 2006
				Pyrope in metablastic rocks in the Pedro Avelino region	-	Angelim <i>et al.</i> , 2006
				Skarns in Currais Novos and in the Acari region	-	Angelim <i>et al.</i> , 2006

			Almandine, (Type Bi) mainly associated mica schists in the Seridó Fm.	Mica schists	Gama Júnior and Albuquerque, 1985; Moraes, 1999
			-	Mg-foitite, dravite and uvite in quartzites of the Equador Fm.	Beurlen <i>et al.</i> , 2016
			Yellow grossular occurs in calc-silicate rocks interbedded with mica schists	-	Gama Júnior and Albuquerque, 1985
BNT	Acopiara Complex	685-621 Ma	Schists with almandine, sillimanite and typically graphite (metapelites/metapsamites)	-	Palheta <i>et al.</i> , 2017
			Migmatites with high contents of garnet in the mesosome and leucosome. In addition, calc-silicate rocks derived from quartz, feldspar, biotite, garnet and amphibole	Mesosomes of the migmatites containing garnet, Fe-Ti oxides, zircon, tourmaline and apatite	Palheta <i>et al.</i> , 2010; Pinéo, 2017
OJT	Orós-Jaguaribe Belt	1.8-1.7 Ga	Migmatized pelitic metasediments with biotite-garnet (pyrope)-sillimanite; black Al-rich shales with garnet (Mn-rich almandine) - staurolite - andalusite; shales with muscovite-biotite-garnet	Tourmaline-bearing phyllites	Caby, Arthaud and Archanjo, 1995; Parente and Arthaud, 1995;

							Campelo, 2009; Pinéo, 2017
Rhyacian magmatism	RPT	Poço da Cruz Magmatic Suite	2.2 Ga	Augen gneisses with biotite as the main mafic mineral, amphibole in the mafic (granodiorite) end-member and titanite, epidote, allanite, Fe-Ti oxides, garnet, apatite and zircon.	-		Medeiros <i>et al.</i> , 2012; Sá <i>et al.</i> , 2014
Paleoproterozoic Basement	RPT	Caicó Complex	2.2-2.1 Ga	Metapelites and paragneisses represented by garnet-biotite-gneisses ± muscovite ± sillimanite (garnet-rich dominant unit)	-		Angelim <i>et al.</i> , 2006
				Tonalitic to granodioritic orthogneisses with the hornblende-garnet-zircon associations	-		Silva and Vital, 2000
	OJT	Jaguaretama Complex	2.25-1.9-Ga	Migmatites composed of: metatexites containing biotite, quartz, K-feldspar, plagioclase, amphibole, garnet and muscovite; leucognaisses with garnet and muscovite. There are also calc-silicate metatexites containing brown to orange garnets		Migmatitic paragneiss containing metapelities interbedded with metapsamitic layers. Leucosomes are rich in garnet (3%) and tourmaline (2%)	Pinéo, 2017; Calado <i>et al.</i> , 2019
Archean Massifs	GJT	Granjeiro Complex	2.5 Ga	Meta-BIF (gondites)	-		Ancelmi, 2016

RPT	Campo Grande Block	2.65 Ga	Metamafic with amphibolite (retro-eclogite) containing type Ci garnets (decreasing of pyrope and grossular / increasing of almandine terms from core to the rim)	-	Ferreira, 2019
		2.9 Ga	Migmatitic gneisses	-	Ferreira, 2019
		3.2-2.8 Ga	Stromatic migmatites	-	Angelim <i>et al.</i> , 2006
JCT	São José do Campestre Massif	3.3-3.18 Ga	Migmatitic paragneisses with garnet-rich leucosomes		Dantas <i>et al.</i> , 2004
		3.5-3.4 Ga	Migmatitic orthogneisses with grossular and andradite (Type D)	-	Silva Júnior, Souza and Lopes, 2018

---

These supracrustal sequences are intruded by granitoids of the Tamboril-Santa Quitéria Complex (ca. 0.85-0.64 Ga) in the TCC and by numerous sin, post, and late collisional Brazilian granitoids (ca. 0.68-0.47 Ga) (Arthaud, 2007). These plutons are dispersed throughout the Borborema Province and include the presence of accessory minerals such as titanite, epidote, amphibole, allanite, zircon, and apatite (Nascimento, 1998). Pegmatitic dykes (515-510 Ma) are concentrated in the Seridó Belt and next to the Banabuiú Terrain (Moraes, 1999; Nascimento *et al.*, 2015; Palheta, 2017). These dykes are rich in tourmaline (elbaite, schorlite, and dravite), garnets, and other minerals and gems of economic value (Soares *et al.*, 2003; Soares, 2004; Vieira *et al.*, 2015; Maciel, 2018).

Both the Transversal Zone Domain and the South Domain are characterized by a predominance of rocks related to the Mesoproterozoic Cariris Velho event (1.0 Ga to 920 Ma) (Santos *et al.*, 2010). This event is marked by the emplacement of small, scattered plutons that represent the first stage of the Neoproterozoic pre-collisional magmatism (640-620 Ma) (Van Schmus *et al.*, 2011).

### **3. Sampling and analytical methods**

#### **3.1. Sampling and preparation**

Four cut samples of sandstones from well POT-4 (Fig. 1) of the NE offshore section of Potiguar Basin were selected for chemical analyzes of (1) major and trace elements in detrital garnets and (2) major elements in detrital tourmalines. The samples are from the Areia Branca Gr. and include lithic arkoses and feldspar litarenites from the Pescada (Rift II phase) and the Alagamar formations (Post-rift phase), including the Upanema and Galinhos members.

Heavy mineral separation and concentration were accomplished using the methodology of Mange e Maurer (1992). The granulometric separation was applied to fine sand (0.250 mm) and very fine sand (0.062 mm), followed by decarbonation to hydrochloric acid (5 to 10%) and concentration of heavy minerals using a dense liquid (bromoform, 2.89g/cm<sup>3</sup>). The selected granulometric interval (0.250-0.062 mm) corresponds to the range recommended by Zuffa and Serra (2007), in which heavy minerals are concentrated and effects of hydraulic fractionation are minimized. A total of 173 garnet and 431 tourmaline grains were hand-picked using a binocular magnifying glass. The crystals were adhered to adhesive tape, embedded in epoxy

resin, and distributed in 25mm diameter tablets. Tablets were polished and later coated with carbon for geochemical analyzes.

### 3.2. Analytical methods

Geochemical analyses of 173 garnet and 431 tourmaline grains using wavelength dispersion spectrometry (WDS) were performed using an electron microprobe with five spectrometers (model Cameca SX-Five). The operational conditions for WDS analysis were set at 15 keV, with a beam current of 25 nA and diameter of 5  $\mu\text{m}$  for garnets and 15 keV, and beam of 10 nA and 1  $\mu\text{m}$  diameter for tourmalines. The standards for calibration included Na in albite, Si, Al and K in sanidine, Mg and Ca in diopside, Fe in almandine, Mn in rhodonite, Ti in rutile and Cr in chromium oxide, with an acquisition time of 20 s for peak and 10 s for background, for all elements. Geochemical analyses were performed at the Microprobe Laboratory of CPGq - Centro de Pesquisas em Petrologia e Geoquímica at the Geosciences Institute of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brazil).

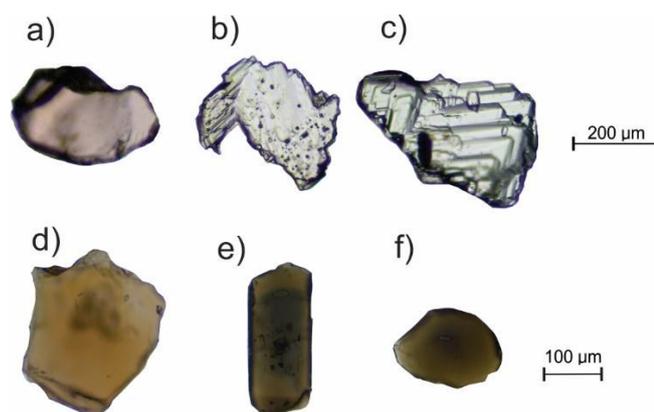
The structural form was based on 12 anions of oxygen for garnet and 31 anions (O, OH, and F) for tourmaline. The classification of the garnet was determined by the predominant molecule according to Der *et al.* (1992), and classification based on ternary diagrams of provenance from Mange and Morton (2007). Provenance classification of detrital tourmalines was obtained using the method of Henry and Guidotti (1985).

For LA-ICP-MS analysis, previously classified garnets of types A, Bi, Bii and Ci were selected. The concentration of 17 trace elements in 173 detritic garnet grains (Zn, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) was obtained using an Element 2 monochromator mass spectrometer coupled to a Cetac 213 nm ablation laser. The laser was set to a beam diameter of 25 $\mu\text{m}$ , over a period of 30 s and with a frequency of 10 Hz. The analyzes were carried out using He mixed with Ar as the carrier gas. Data acquisition consisted of two analyzes of the primary reference material (NIST 612) and two points in each secondary reference material (BCR and BHVO). Data reduction was accomplished using the Glitter software (GEMOC Laser ICP MS Total Trace Element Reduction). LA-ICP-MS analyses were performed at laboratories of the Geology Department at Universidade Federal de Ouro Preto (Brazil).

## 4. Results

### 4.1. Major Elements

The studied garnets consist of detrital grains of irregular, sub-angular, and sub-rounded shapes (Fig. 4a, 4b, and 4c). Colorless to pale pink garnet with granular inclusions without preferential orientation are the most abundant. Red to pink and anisotropic grains, with or without granular, acicular, and prismatic inclusions are subordinate. They commonly present faceted dissolution textures (Fig. 4b and 4c). Detrital tourmalines occur as fragments of subangular crystals, commonly prismatic or euhedral, with inclusions of granular or prismatic aggregates (Fig. 4d, 3e, 3f). Under natural light, tourmalines occur in several varieties: colorless, brown, and green (in increasing order of abundance).



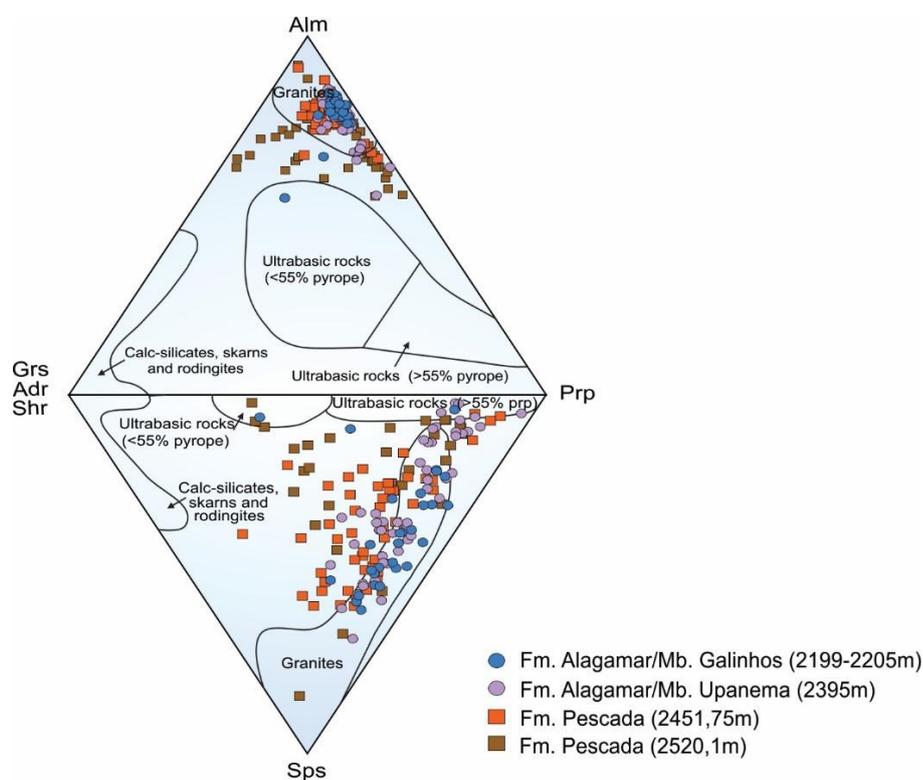
**Fig. 4.** Textural features of typical detrital garnet (a, b, c) and tourmaline grains (d, e, f) observed under petrographic microscope in parallel polarized light from studied sandstones of Potiguar basin . a) pale pink-colored garnet with sub-rounded shape; b) garnet with faceted texture and inclusion trails; c) garnet with faceted texture and dispersed granular inclusions; d) brown tourmaline with irregular shape; e) green tourmaline with prismatic shape; f) green, rounded tourmaline grain.

All detrital garnets of POT-4 well present similar composition, with high contents of almandine, followed by pyrope and spessartite. Calcic garnets (grossular, andradite, and uvarovite) are absent in the studied samples. The classification and interpretation of these garnets following the method of Mange and Morton (2007) is presented in Supplementary file 1.

Compositional variations between the top and bottom of the well can be observed in the diagram of Suggate and Hall (2014) (Fig. 5) and in the ternary diagram based on the end-members pyrope (P), almandine + spessartite (AIS), and grossular

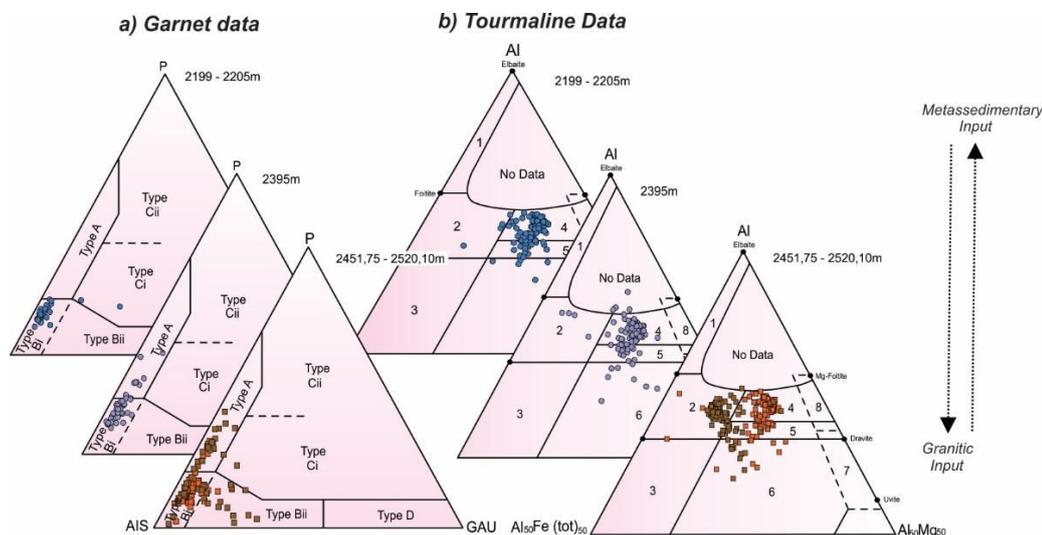
+ andradite + uvarovite (GAU) (Fig. 6a) (Mange and Morton, 2007). Based on this approach, garnets are classified into:

- (1) Type A: garnets with high contents of pyrope ( $P > 20\%$ ), low contents of grossular, andradite, and uvarovite ( $GAU < 10\%$ ), and generally low levels of spessartite ( $S < 5\%$ ). Their sources are high-grade metasedimentary rocks (granulite facies) and orthopyroxene charnockites.
- (2) Type B: garnets with small contents of pyrope ( $P < 20\%$ ), high values of almandine, and variable levels of spessartite and GAU. They are characteristic of low to medium grade metasedimentary terrains, and also granites. Some type B garnets with low Mg and Ca present enrichment in Mn, being derived from intermediate to felsic igneous rocks. As a result, type B garnets are subdivided into Type Bi ( $GAU < 10\%$ , granitoids-derived) and Type Bii ( $GAU > 10\%$ , derived from medium to low-grade metasediments).
- (3) Type Ci: garnets with moderate levels of GAU (between 10 and 30%) and pyrope ( $< 40\%$ ). Type Ci is typical of metabasic rocks (amphibolites and mafic gneisses).



**Fig. 5.** Ternary plot based on garnet end-members discriminating garnets with different protoliths in major element composition plots for the analyzed 4 sandstone samples (Suggate

and Hall 2014) – Ultramafic rocks (peridotites, eclogites, and kimberlites), granites, calc-silicates, skarns, and rodingites. Alm, Sps, Grs, Adr, Shr, and Prp are almandine, spessartite, grossularite, andradite, schorlomite, and pyrope, respectively, show the percentage of the end-member elements in garnet.

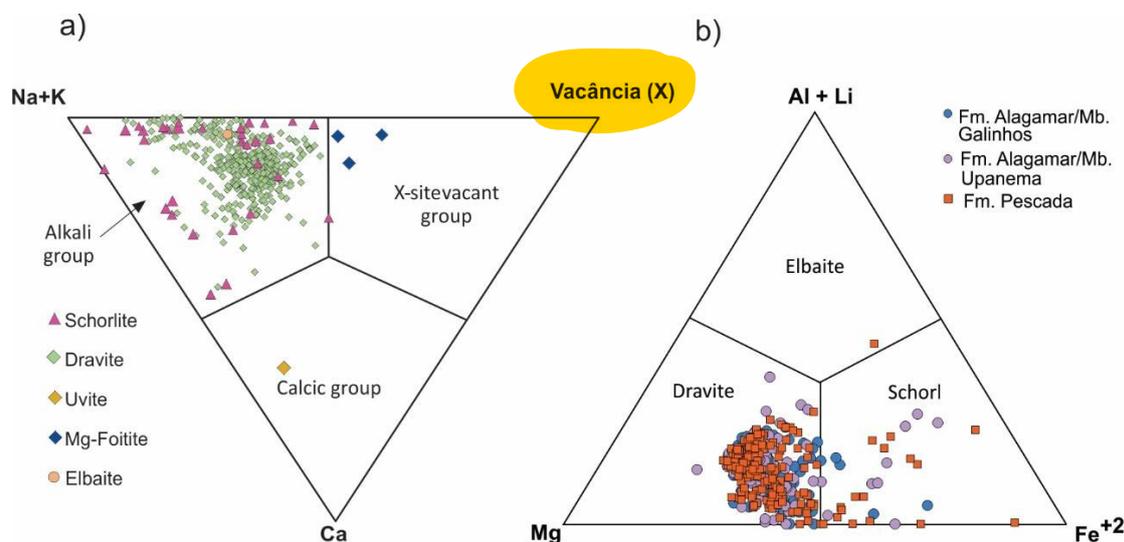


**Fig. 6.** a) Major element composition plots for the analyzed sandstone samples in the AIS (alm+sps) - GAU (grs+adr+uvr) - P (pyrope) discrimination diagram after Mange and Morton (2007). Fields are: A - granulite-facies metasediments and intermediate felsic igneous rocks or charnockites (mainly derived from deep crustal sources, Mg-rich, Ca-poor), Bi - intermediate to felsic igneous rocks (Fe-rich, Mn-rich), Bii - medium-low metasedimentary rocks, amphibolite-facies (Mg-poor, variable Ca), Ci - metabasic rocks, Cii - ultramafic rocks (Mg-rich, the boundary between Ci and Cii is 50% magnesium content), D - low-grade metabasic rocks or contact metasomatic metamorphic rock (Ca-rich). Garnet major elements are reported in Supplementary file 1. b) Al-Fe-Mg tourmaline provenance diagrams (modified from Henry and Guidotti, 1985). Fields are: 1 - Li-rich granitoid pegmatites and aplites, 2 - Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites, 3 - Fe<sup>3+</sup>-rich quartz-tourmaline rocks (hydrothermally altered granites), 4 - Metapelites and metapsammities coexisting with an Al-saturating phase, 5 - Metapelites and metapsammities not coexisting with an Al-saturating phase, 6 - Fe<sup>3+</sup>-rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks, and metapelites, 7 - Low-Ca metaultramafics and Cr, V-rich metasediments, and 8 - Metacarbonates and meta-pyroxenites. Tourmaline major elements are shown in Supplementary file 2.

Garnets derived from sandstone of the basal Pescada Fm. (bottom of well POT-4) display a wide range of compositions (Fig. 6a). These samples include type Bi, A, and Bii garnets, with subordinate type Ci. This compositional spread is also observable in the diagram of Suggate and Hall (2014) (Fig. 5). A change in the provenance vector is recorded by garnets in the sandstones of the Galinhos and Upanema Members (top and intermediate of well POT-4). These samples fall mainly in the Bi field, with a subordinate contribution (<1%) of types Ci and A (Figs.5 and 6a).

Microprobe analyzes on tourmalines (Supplementary file 2) reveal a composition compatible with the primary alkaline group (Fig. 7a) with dravite predominating over schorlite, and high contents of Na<sup>+</sup> (0.37-0.90 apfu). In contrast,

Mg-foitite (high vacancy in X, between 0.47 - 0.57 apfu), uvite (calcium group, with  $\text{Ca}^{+2}$  at 0.63 apfu) and elbaite (alkaline group) are rare (Fig. 7b). Variations of Al, Fe, and Mg mark changes in provenance between the upper and lower units of well POT-4. These differences are highlighted in Fig. 7b (Henry and Guidotti, 1985), where detrital grains are concentrated in four fields: metapelites and metapsammities coexisting (field 4) or not (field 5) with phases saturated in Al, granitoids and their pegmatitic and aplitic associations (field 2) and  $\text{Fe}^{+3}$ -rich quartz and tourmaline-bearing rocks, calc-silicates and metapelites (field 6). From the base (Pescada Fm.) to the top of the borehole (Alagamar Fm., Galinhos, and Upanema members) there is a predominance of tourmalines derived from saturated and unsaturated Al rocks (fields 4 and 5).



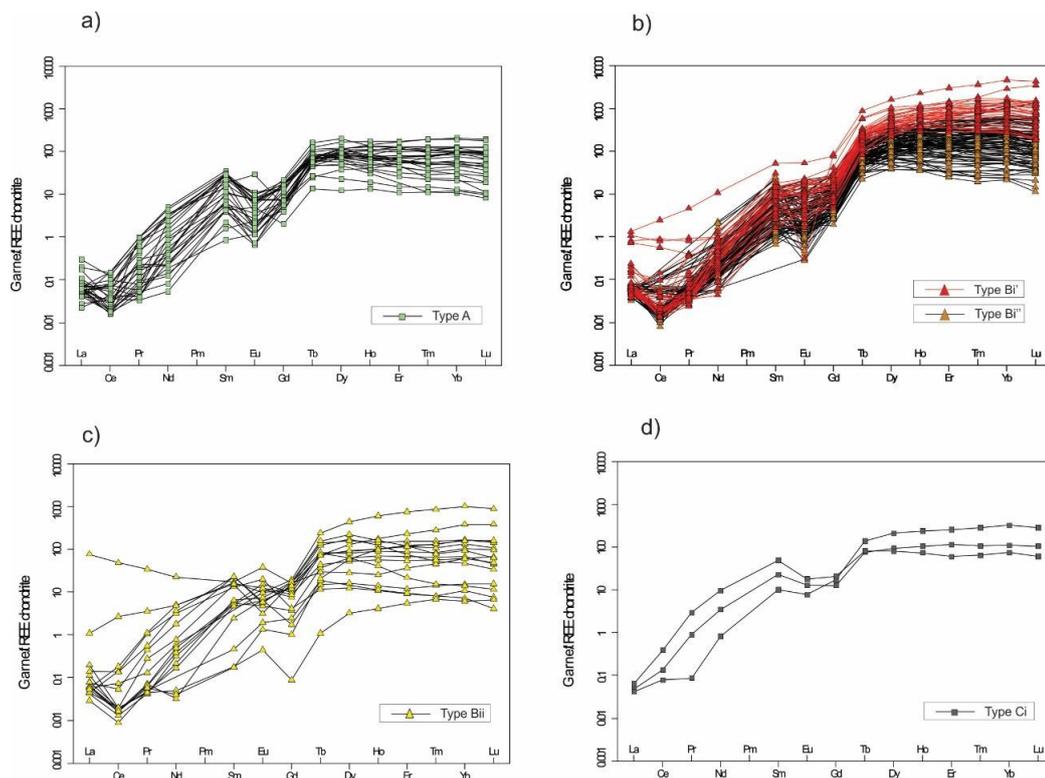
**Fig. 7.** a) Chemical composition of detrital tourmalines in the X-site vacancy – Ca – Na + K ternary diagram to illustrate tourmaline species in your primary groups; b) Classification of alkali group tourmaline with dominant occupancy of the Y site. After Henry *et al.* (2011).

#### 4.2. Trace and rare-earth elements in garnet

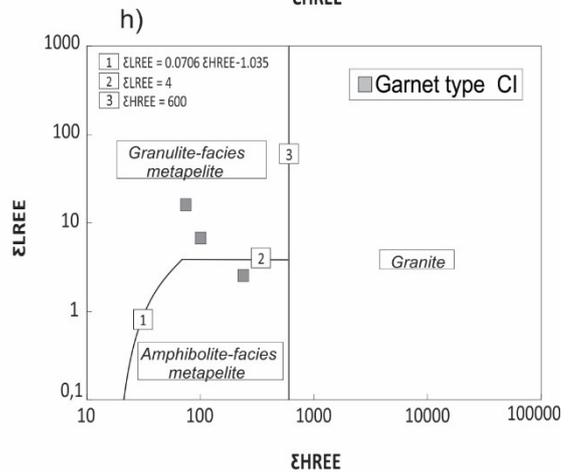
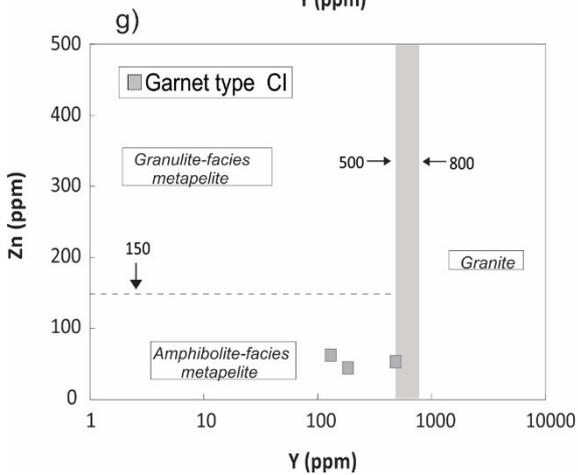
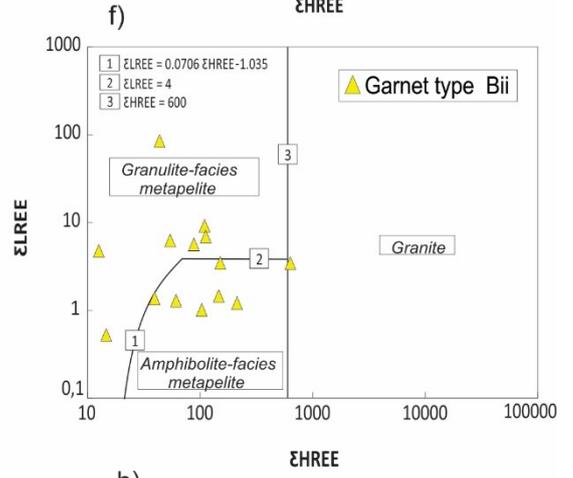
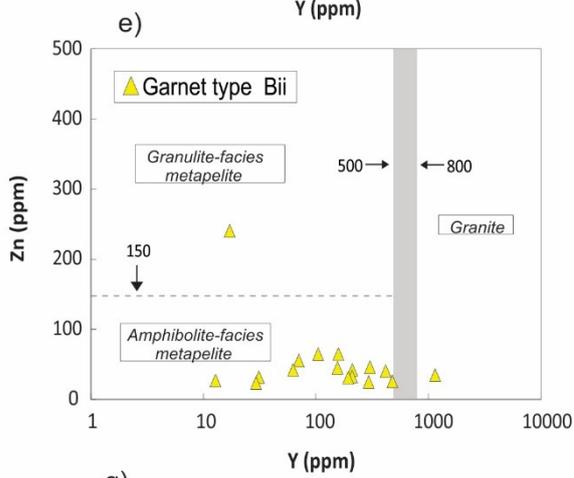
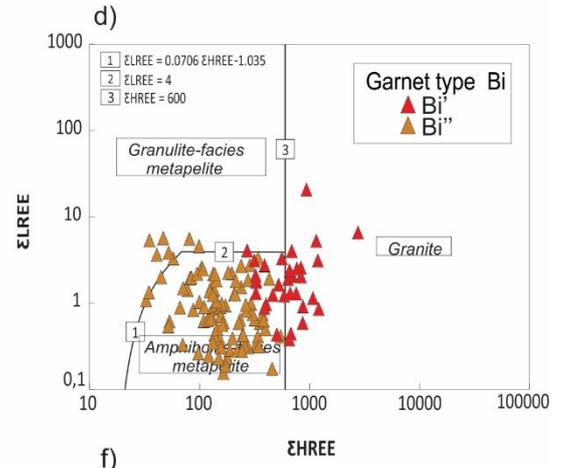
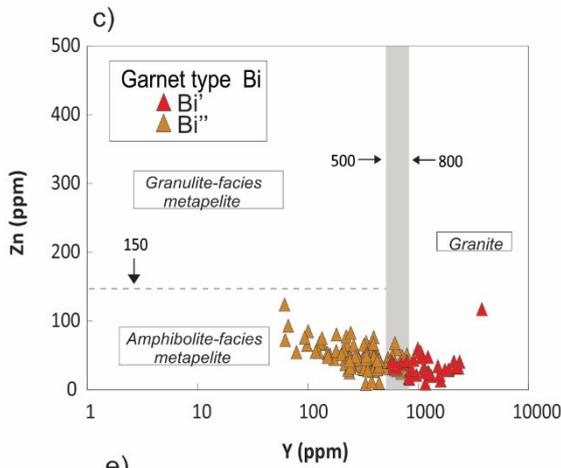
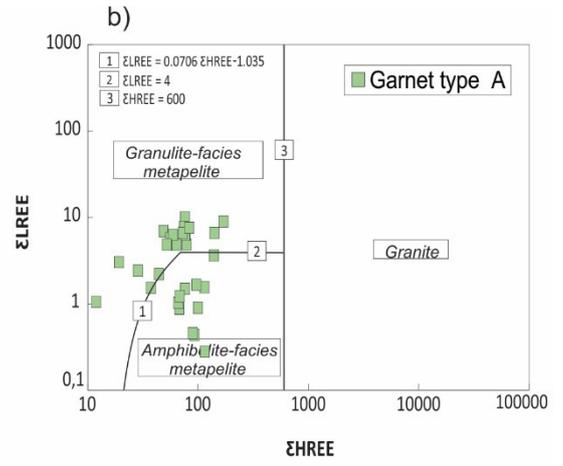
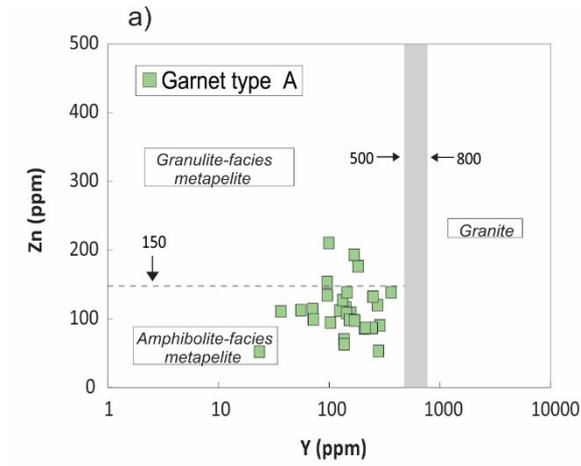
Garnets grouped in type A, Bi, Bii, and Ci (Fig. 6a) (Mange and Morton, 2007) display similar patterns of  $\Sigma\text{HREE}$  enrichment and  $\Sigma\text{LREE}$  depletion (Table 2), with most grains with La contents below the detection limit (Supplementary file 1). Eu anomalies were calculated using the  $\text{Eu} / \text{Eu}^* = \text{Eu}_N / 0.5 (\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$  ratio, where subscript N denotes normalized values by the chondrite of Boynton (1984). The ETR pattern in spider diagrams and the variations  $\text{Y} \times \text{Zn}$  and  $\Sigma\text{HREE} \times \Sigma\text{LREE}$  among the four groups of garnets (A, Bi, Bii, and Ci) are represented in Figs. 8 and 9.

Type	A	Bi'	Bi''	Bii	Ci
$\Sigma$ HREE (ppm)	11.94 - 169.85	271.51 - 2764.48	32.844 - 547.16	4.318 - 632.49	74.39 - 238.69
$\Sigma$ LREE (ppm)	0.27 - 10.05	0.38 - 20.79	0.038 - 5.69	0 - 84.76	2.54 - 16.11
Eu/Eu*	0.08 - 2.45	0.005 - 1.54	0 - 2.58	0 - 3.18	0.51 - 0.72
Gd/Lu (N)	0.03 - 1.10	0.001 - 0.12	0.002 - 0.97	0 - 0.85	0,06 - 0,34
La/Sm (N)	0.006 - 0.06	0 - 0.11	0 - 0.20	0 - 4.46	-
Y (ppm)	23.35 - 361.14	590.17 - 3777.23	61.33 - 830,96	12.81 - 1144.43	129.76 - 483.25
Zn (ppm)	52.13 - 210.23	9.39 - 117.56	9.02 - 124.14	23.24 - 240.65	44.37 - 62.44

**Table 2.** Summary table with the ranges of minimum and maximum values of trace elements and rare earths analyzed in detritic garnets, organized in types A, Bi, Bii and Ci.



**Fig. 8.** ETR spider diagrams for detrital garnets. (a): type A garnets; (b): type Bi garnets, subdivided into Bi' (Y values > 590 ppm and HREE > 271 ppm) and Bi'' (Y values < 800 ppm and HREE between 32-547 ppm); (c) type Bii garnets; (d): type Ci garnets.



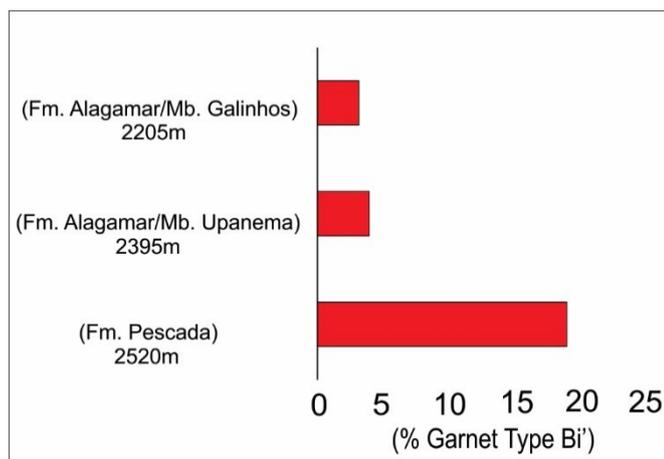
**Fig. 9.** Zn and Y contents of garnets and  $\Sigma$ HREE -  $\Sigma$ LREE plots for garnets type A (a-b), Bi (c-d), Bii (e-f), and Ci (g-h) following Hong *et al.* (2020).

Type A garnets display the smallest enrichment in  $\Sigma$ HREE (11.94 - 169.85 ppm) when compared to types Bi, Bii, and Ci. In this group, the  $\Sigma$ LREE varies between 0.27 - 10.05 ppm, and a predominantly negative anomaly of Eu (0.08-2.45) is present. The  $Gd_{(N)}/Lu_{(N)}$  ratios are between 0.03 - 1.10,  $La_{(N)}/Sm_{(N)}$  between 0.006 - 0.06, Y contents between 23.35 - 361.14 ppm and Zn content between 52.13 - 210.23 ppm (Figs. 8a, 9a and 9b).

Bi-type garnets (124 grains following the classification of Mange and Morton, 2007) show a wide variation in  $\Sigma$ HREE and Y content. Bi garnets were further individualized into Bi' (33 grains, corresponding to garnets within/next to the granite field according to Hong *et al.*, (2020) and Bi'' (91 grains, corresponding to the garnets within the metapelites field according to Hong *et al.*, (2020) subtypes.

The Bi' variant (Figs. 8b, 9c, 9d) is marked by the highest values of  $\Sigma$ HREE, between 271.51 - 2764.48 ppm,  $\Sigma$ LREE of 0.38 - 20.79 ppm, a predominantly negative Eu anomaly (0.005 - 1.54),  $Gd_{(N)}/Lu_{(N)}$  ratios of 0.001 - 0.12,  $La_{(N)}/Sm_{(N)}$  between 0 - 0.11, although many samples returned La content below detection limit. For this group, Y values are between 590.17 - 3777.23 ppm and Zn contents range from 9.39 - 117.56 ppm. When compared to Bi', Bi'' garnets (Figs. 8b, 9c, 9d) display lower  $\Sigma$ HREE (32.84 - 547.16 ppm),  $\Sigma$ LREE (0.038 - 5.69) and Y (61.33 - 830.96 ppm) values. Bi'' garnets present a predominantly negative Eu anomaly (0 - 2.58),  $Gd_{(N)}/Lu_{(N)}$  ratios between 0.002 - 0.97,  $La_{(N)}/Sm_{(N)}$  between 0 - 0.20 and low Zn contents (9.02 - 124.14 ppm) .

Figure 10 depicts the number of Bi' garnets according to the depth/rock unit in well POT-4. Out of 124 Bi garnets (Mange and Morton, 2007), only 24 (Pescada Fm.), 5 (Upanema Mb.), and 4 (Galinhos Mb) samples were classified into the Bi' type. This pattern reveals a systematic reduction of Bi' garnets towards the top of the well (Alagamar Fm. - Galinhos Mb.).



**Fig. 10.** Percentage of Bi detrital garnet grains (Mange and Morton, 2007) classified as Bi' type (Hong *et al.*, 2020) according to depth /units of well POT-4.

Type Bii garnets (17 grains) (Figs. 8c, 9e and 9f) return variable values of  $\Sigma$ HREE (4.31 - 632.49 ppm) and  $\Sigma$ LREE (0 - 84.76 ppm), both positive and negative Eu/Eu\* anomalies between 0-3.18, Gd<sub>(N)</sub>/Lu<sub>(N)</sub> ratios between 0 - 0.85, La<sub>(N)</sub>/Sm<sub>(N)</sub> between 0 - 4.46, and variable contents of Y (12.81 - 1144.43 ppm) and Zn (23.24 - 240.65 ppm). For the three Ci type garnet analyzed (Figs 8d, 9g, and 9h), the enrichment in  $\Sigma$ HREE (74.39 - 238.69 ppm) is less pronounced when compared to Bi and Bii types. The  $\Sigma$ LREE values range between 2.54 - 16.11 ppm. Eu anomaly is weakly negative, between 0.51 - 0.72. and Y values vary between 129.76 - 483.25 ppm and Zn between 44.37-62.44 ppm.

## 5. Discussion

Major elements in detrital garnets and tourmalines have been widely used in provenance studies, helping to identify sedimentary routes and source areas (Morton *et al.*, 2005). Type Bi garnets (Mange and Morton, 2007) and field 2 for tourmaline (Henry and Guidotti, 1985) are associated with source areas derived from plutonic acid-intermediate or quartzo-feldspathic orthogneisses. Both these rock types provide mechanically strong sediments stable during diagenesis. These sediments result in potentially good reservoirs capable of maintaining most of their primary porosity. In this context, the current overlapping of fields Bi (igneous origin) and Bii (low-medium grade metasedimentary origin) for garnets results in biased interpretations of source-rock areas (Krippner *et al.*, 2014; Tolosana-Delgado *et al.*, 2018), hampering reservoir quality predictions.

The composition of detrital tourmalines in the POT-4 well indicates the predominance of metasedimentary source rocks (Fig. 6b, fields 4, 5, and 6) and subordinately granitic sources (Fig. 5b, field 2). In addition, granitic sources are more relevant for basal units (Pescada Fm.). In contrast, the study of Pereira (2020) indicates relatively homogeneous arkose composition for these sandstones.

The major elements in garnets show a predominance of type Bi garnets (igneous source). Based on these findings, three explanations are examined:

- (1) garnets and tourmalines (classified as type Bi and field 2, respectively) in the Pescada Fm. and Alagamar Fm. (Upanema and Galinhos Mbs.) are derived from a granitic and orthogneisses source.
- (2) due to overlapping, garnets classified as type Bi (supposedly from felsic and granitoid rocks) are actually derived from metasedimentary sources (equivalent to type Bii of Mange and Morton, 2007); garnet and tourmaline sources would be low-grade metasedimentary rocks, in agreement the Bi" field proposed by Hong *et al.* (2020).
- (3) due to fractional crystallization, granites became enriched in Al. These garnet-bearing granites were deformed and metamorphized, resulting in orthogneisses with garnets that plot in the Bi field (high Fe and Mn and low Ca) because of crustal contamination. This effect leads to the overlapping in the diagrams of Mange and Morton (2007) and Hong *et al.* (2020).

### 5.1. Major elements geochemistry of detrital garnets and tourmalines

The investigated garnets are predominantly associated with granitic sources (Figs. 5 and 6a, type Bi), with subordinate contribution from ultrabasic (Suggate and Hall, 2014) and metasedimentary or charnockite sources (types Ci, Bii, and A, according to Mange and Morton, 2007). The greatest variation in source areas occurs in the basal sections of well POT-4 (Pescada Fm.). Toward the upper sections, there is less variation. The upper segments (upper Alagamar Fm. - Galinhos Mb.) are composed almost exclusively of type Bi garnets (igneous association).

Tourmalines results (Fig. 6b) indicate essentially metasedimentary source areas. The sedimentary input of tourmalines implies granitic rocks in the lower segment of the well (basal sandstones of the Pescada Formation). This contrasts with the results

obtained in detrital garnets that reveal a significant granitic contribution (type Bi) towards the top of the well. Recent studies on sedimentological and petrological characterization using essential composition (Q-F-L) do not indicate a shift in the source area throughout the studied sandstones (Pereira, 2020). In both units, the studied sandstones are grouped in quartz-feldspar type (probably from granitic-gneissic sources), with total original metamorphic fragments found in these samples around 1%, with only two samples above 4%.

### 5.2. Trace elements geochemistry in detrital garnets

To further constrain the results obtained using major elements, we analyzed the patterns of the trace elements in the garnets following the methodology of Hong *et al.* (2020). This methodology comprises a method to differentiate the overlapping Bi (igneous related) and Bii (low-grade metasedimentary related) fields in the ternary diagrams of Mange and Morton (2007).

Figures 9c and 9d show that garnets originally classified as type Bi (Fig. 6a) are in fact distributed in different fields according to the classification of Hong *et al.* (2020), with two source rocks: 1) low to medium grade metapelites and 2) granites. This diagram reveals that most of the garnets previously interpreted as granitic-derived (type Bi) are actually related to metasedimentary/pelitic sources according to Hong *et al.* (2020).

Thus, type Bi garnets with high values of Y and HREE were reclassified as variant type Bi' (Table 2) and related to granitic sources, whereas garnets with low contents of  $\Sigma$ LREE and Zn were reclassified as variant type Bi'' (Table 2) and related to low-grade metasedimentary sources. Figure 9 indicates that the largest amount of samples reclassified as type Bi' are found at the bottom of the studied well in the sandstones of the Pescada Fm. These results are in agreement with the results obtained in detrital tourmalines using major elements, which point to a predominance of granitic sources in the Pescada Fm.

Type A garnets fall in the low to medium-grade metapelites and in the metapelites of granulite facies field (Figs. 9a, 9b). With most Zn values above or close to 100 ppm, the observed composition confirms the metasedimentary origin detected in the ternary diagram of Mange and Morton (2007). Bii garnets show a flattened trend with low Zn content (<100 ppm) and Y variations between 10 - 500 ppm (Figs. 9e, 9f).

This pattern also confirms the low-grade metasedimentary origin indicated by the diagrams Mange and Morton (2007).  $\Sigma$ HREE and  $\Sigma$ LREE variations are similar for both types A and Bii.

Ci garnets fall in the low-grade metapelites field (Fig. 9g). Based on the contents of  $\Sigma$ HREE and  $\Sigma$ LREE, these garnets are in the granulite metapelites field (Fig. 9h). These results suggest that the trace elements classification proposed by Hong *et al.* (2020) is not as efficient as the major elements-based classification of Mange and Morton (2007) for garnets grouped in the Ci type.

Spider diagrams of rare earth elements of type A, Bi, Bii, and Ci garnets (Fig. 8) support that crustal derived garnets present higher degrees of fractionation for HREE (enrichment) and LREE depletion (Čopjaková *et al.*, 2005; Lenaz *et al.*, 2018; Hong *et al.*, 2020). Type A and Ci garnets display similar patterns of rare-earth elements (Fig. 8a, 8d) and despite HREE fractionation, both groups present a flattening pattern of REE. In addition, the Eu negative anomaly is less pronounced in Ci garnets, which is quite different from the Eu results observed in type A, Bi, and Bii garnets.

Bi and Bii garnets display a similar pattern of LREE depletion, HREE enrichment, and negative Eu anomalies; however, Bii garnets show wider variations in REE contents and a tendency to flatten the curve with respect to HREE. This same feature is observable in reclassified Bi" garnets (Fig. 8b). These findings support the overlapping hypothesis for Bi and Bii garnets (related to metasedimentary sources).

### 5.3. Provenance studies in the offshore Potiguar Basin

A recent study performed by Pereira (2020) on the light fraction essential composition of the 15 sandstone samples of the Alagamar Fm. (Upanema and Canto do Amaro Mbs.) indicates a uniform composition for these sandstones. Upanema and Canto do Amaro sandstones are composed of mica-bearing arkoses, with 1 to 4% of metamorphic fragments, suggesting a mixed provenance of gneisses and granitic sources for this sector of the basin (POT-4, Fig. 1).

Major elements composition of tourmalines and the overlapping issues of Bi (igneous derivation) x Bii (metasedimentary derivation) fields of garnets indicates that the main source areas are low to medium-grade metamorphic rocks, mainly of pelitic to psammitic composition. Further study of garnets reveals a subordinate contribution of high-grade metasedimentary and/or charnockites (type A) rocks with a limited

contribution of metabasic sources (type Ci). Granitic and pegmatitic sources (for those classified as variant type Bi' and field 2 for tourmalines), including type A and Ci, are concentrated in the basal Pescada Fm. The granitic contribution decreases toward the top of the studied well (Alagamar Fm.).

Baesso *et al.* (submitted.) determined the age of the studied units using detrital zircons. The authors identified two peak ages of approximately 2.16 Ga and 0.60 Ga, and secondarily peak at 3.0 Ga. The obtained ages in association with this current provenance study allow us to restrict possible source areas to the northeast section of the Rio Piranhas Terrane (Fig. 11).

The absence of type Cii garnets in the studied samples points to a lack of eclogite sources. This finding strengthens the hypothesis that the Ceará Complex is not a significant source of sedimentary input for the studied units in well POT-4. The magmatic-derived amphibolites of Campo Grande Block (Ferreira, 2019) could be responsible for the input of Ci garnets (Fig. 11a). However, this block is volumetrically small when compared to the retroeclogites present at the Archean Massif. For this reason, we consider that the Campo Grande Block provided little sediments to the studied units.

The absence of type D garnets in the studied samples allows us to disregard the Southern São José do Campestre Terrain (Fig. 11d) as a potential source area. Type D garnets are consistent only with calcium-alkaline granitoids present in this terrain (Nascimento, *et al.*, 2003; Dantas *et al.*, 2004; Angelim *et al.*, 2006; Nascimento *et al.*, 2015; Silva Júnior *et al.*, 2018). However, we can not rule out contributions from other sections of the TSC since a secondary peak of 3.0 Ga (possibly associated with the São José do Campestre Massifs) is identified by Baesso *et al.* (submitted.).

Based on the available zircon inherited ages of Seridó Group (2.16 Ga and 0.60 Ga), garnet-bearing mica schists (Fig. 11b, type Bi) we suggest that these units are the main source areas of type Bi' and Bii garnets for the studied sandstones. Also based on the age and composition of tourmalines present in the Seridó Fm. and in the quartzites of Ecuador Fm. (variety Mg-foitite, dravite, and uvite; (Tabela 1; Gama Júnior and Albuquerque, 1985; Moraes, 1999; Angelim *et al.*, 2006; Beurlen *et al.*, 2016), we suggest these units as the main source areas for tourmalines grouped in field 4, 5 and 6. These relationships make it possible to recognize the Seridó Terrain as a possible source area for metasedimentary garnets and tourmalines observed in the POT-4 well.

In addition to the metasedimentary units in the Seridó Terrane, metamorphic rocks in Caicó Complex could also contribute to the input of Bi and Bii type garnets. Granitoids in the Caicó Complex were enriched in Al and later metamorphized. This process can lead to the development of Bi garnets, later classified as variant Bi'' (metasedimentary related), according to Hong *et al.* (2020). In addition to the mentioned sources, garnet-bearing leucogranites could supply the type Bi' garnets observed in the POT-4 well. However, leucogranites are restricted in Seridó Terrane and more representative in the northeast Rio-Piranhas Terrane.

Garnet-bearing ortho-amphibolites in the Seridó Group (pyrope variety, Table 1; Palheta, 2017) are considered as possible sources of Ci garnets; The small volume of these amphibolites could be responsible for the small presence of Ci garnets in the studied units. Garnet-rich paragneisses in the Caicó Complex (2.33 - 2.15 Ga) located in the northern Seridó Terrane (Angelim *et al.*, 2006) could have supplied the type A garnets, which are abundant in the basal sandstones of the Pescada Fm.

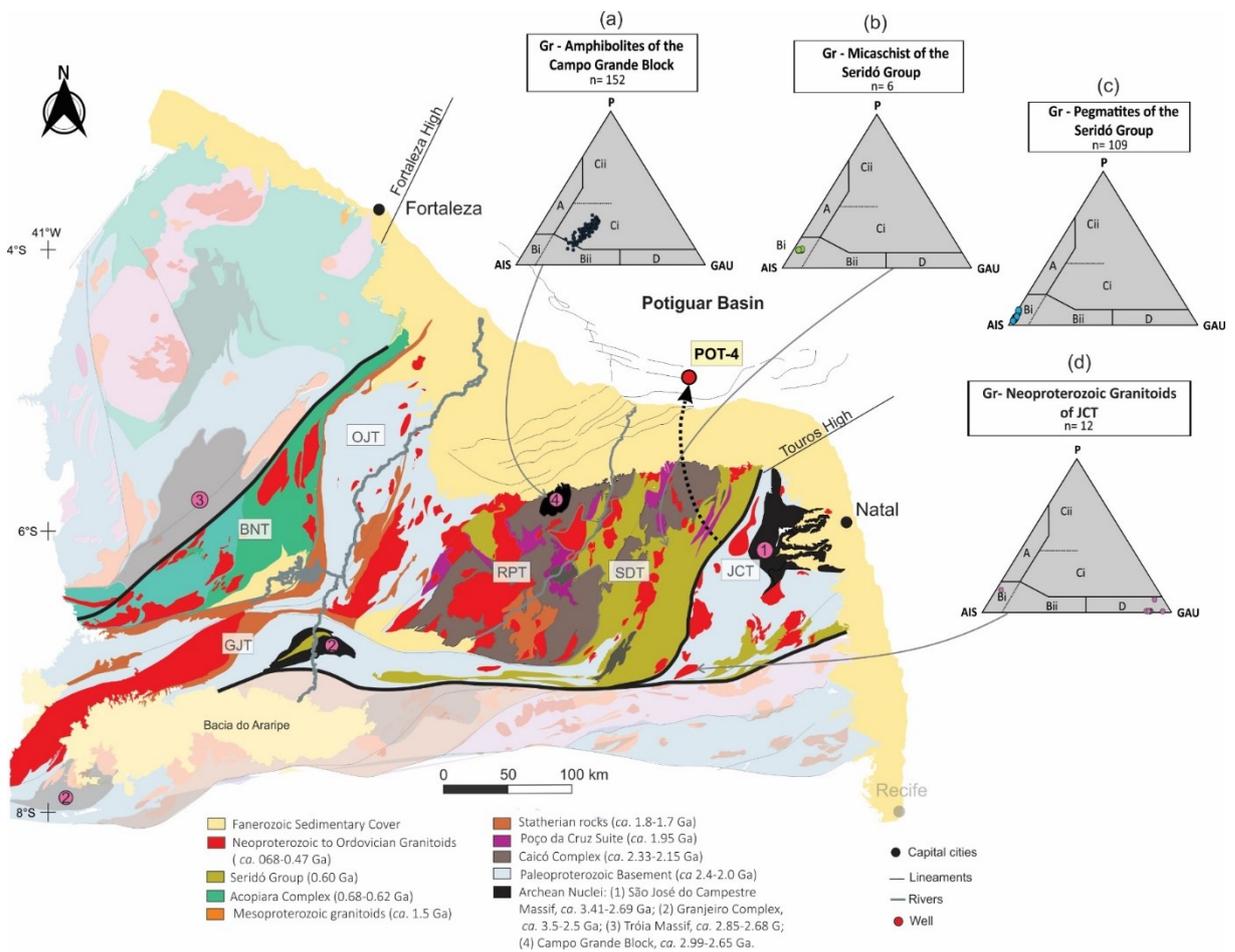
Reclassified Bi' garnets and field 2 tourmalines indicate granite and/or pegmatite sources and are also present in the basal sandstones of the Pescada Fm. Despite the large volume of granites in the Borborema Province, garnet and tourmaline are not identified in these granites, not even as an accessory mineral. Garnet-bearing calcium-alkaline granites have been identified in the southern TSJC (Nascimento *et al.*, 2003; Dantas *et al.*, 2004; Angelim *et al.*, 2006; Nascimento *et al.*, 2015; Silva Júnior *et al.*, 2018). However, they are not geochemically compatible with the garnets present in the studied samples.

Minor volume, garnet-bearing peraluminous leucogranites of late Brazilian age could also act as the source area for type Bi' garnets. However, considering the small volume and additional sources for B' garnets, we consider these leucogranites as a significant source area for Potiguar Basin sediments. Furthermore, garnet-bearing migmatitic orthogneisses of the Caicó Complex (ca. 2.33-2.15 Ga, northern Seridó Terrane; Angelim *et al.*, 2006) and stromatic migmatites of the Presidente Juscelino Complex (3.2 - 2.8 Ga), could also comprise significant source areas for type Bi' garnets.

The provenance of igneous-related garnets (type Bi ') may also be associated with pegmatites of the Pegmatitic Province of Seridó. Type Bi garnets have been identified in these pegmatites (Figs. 11c and 10d; Moraes, 1999; Soares, 2004; Angelim *et al.*, 2006). The reason for the occurrence of tourmalines and garnets

associated with the Seridó Province exclusively at the basal section of well POT-4 and the minute amount of elbaite remain unresolved issues.

One possibility is that during the time of the deposition the source pegmatites of the Seridó were more heterogeneous, with smaller amounts of elbaite when compared to the pegmatites that currently outcrop in the Seridó Belt. Rifting processes active during the deposition of Pescada Fm. resulted in the offshore rift axis migration, leading to uplift and erosion of the emerged portion (Bertani *et al.*, 1990; Matos, 1999, 2000; Pessoa Neto *et al.*, 2007).



**Fig.11. (below)** Simplified geological map of the Rio Grande do Norte Domain and the location of garnet available in the literature. The composition is shown as ternary diagrams of Mange and Morton (2007). (a) garnets of Campo Grande Block amphibolites (Ferreira, 2019); (b) garnets of micaschist from Seridó Group (Gama Júnior and Albuquerque, 1985; Moraes, 1999; Angelim *et al.*, 2006; Beurlen *et al.*, 2016); (c) garnets of pegmatites from Seridó Group (Moraes, 1999; Soares, 2004; Angelim *et al.*, 2006); (d) garnets from Neoproterozoic Granitoids (Nascimento, 2000; Nascimento *et al.*, 2003). The dashed black arrow indicates the approximate direction of the sediment transport (provenance direction). Gr = garnet.

#### 5.4. Provenance studies and the sedimentary cycles

The composition of major elements on tourmalines and trace elements on garnets suggest low-grade metamorphic rocks as their main sources for the studied units. In contrast, metamorphic clasts are not abundant in petrography studies (Pereira, 2020). Both garnet and tourmaline stability in the sedimentary cycle could explain their occurrence in the studied formations.

The metasedimentary sources identified as the main sources for these minerals could have been eroded and dissolved under weathering. This would lead to the subordinate presence of metamorphic lithics in the studied samples (Pereira, 2020), in contrast, the heavy minerals present in metamorphic rocks are considered stable (Morton and Hallsworth, 1999). Considering these aspects, the compositional results in garnets and tourmalines comprise a more reliable technique in establishing sedimentary routes and source areas.

In our analysis, Potiguar Basin sediments are mainly originated from the Seridó Terrane (because of the presence of garnet-rich metasedimentary sequences and tourmalines present in this area - Seridó and Ecuador Fms.) and the Paleoproterozoic basement (granitic and migmatitic gneisses of the Caicó Complex and also the Brazilian granitic plutons).

Granites and gneisses present 5 to 20 times greater capacity to erode to sand when compared to low to medium-grade metamorphic rocks (Palomares and Arribas, 1983). This behavior could explain the small abundance of low metamorphic lithic fragments in the studied sandstones of the Potiguar Basin (Pereira, 2020).

## 6. Conclusions

Provenance studies using major elements in detrital garnets and tourmalines are excellent indicators of source areas. However, the resulting overlapping fields in the garnet classification can compromise potentially reservoir quality evaluation, resulting in a biased in the analysis. As a consequence, the application of trace elements in garnet provides a solution for this problem allowing further compositional discriminations.

Following the method of Mange and Morton (2007), most of the studied reservoir sandstones in the Potiguar Basin plot in the Bi field (felsic and granitoid derived). In contrast, further examinations with trace elements using the method of Hong *et al.* (2020) reveal that 72% of Bi garnets show Bi" affinity and are actually

derived from low to medium-grade metasediments. This implies significant metamorphic sedimentary input for the Pescada and Alagamar Fm. sandstones, followed by minor contributions of igneous, pegmatitic, high-grade metamorphic, and metabasic rocks.

These data combined with peak ages of 2.16 Ga and 0.60 Ga obtained in detrital zircons from the same samples in well POT-4 (Baesso, *et al*, submitted.) suggest the Seridó Terrane as the main source area for this sector of the Potiguar Basin. Based on the composition of both garnets and tourmalines, we can further determine the Seridó Group units as the main supplier of garnets and tourmaline of metasedimentary origin, and the pegmatites of the Seridó Pegmatitic Province, as well as Brazilian leucogranites, as the main suppliers of garnets and tourmalines with igneous and pegmatitic signatures. The Caicó Complex is also regarded as an important source area, since this terrain may have supplied both Bi and Bii type garnets. It is line with the small volume of low-grade metamorphic lithics identified in petrographic studies (Pereira, 2020).

Results of garnet and tourmaline composition, combined with previous petrographic studies (Pereira, 2020) indicate a mixed provenance (metasedimentary and granitic-gneiss) for the studied sandstone reservoirs in Potiguar Basin. The small abundance of metamorphic fragments can be explained by contrasts in sediment generation and resistance to weathering of both igneous and metamorphic rocks.

## **Acknowledgment**

**Agradecemos** a National Petroleum Agency (ANP) por incentivar e dar suporte às pesquisas científicas no Brasil e a PETROBRAS-ANP / UFRGS-FAURGS (TC 5850.0105992.17.9), por conceder a permissão para publicação. Um agradecimento especial ao Programa de Pós-Graduação em Geociência (PPGGeo) e pelo suporte analítico dado pelo corpo técnico do Centro de Pesquisas em Petrologia e Geoquímica at the Geosciences Institute of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brazil) e do Geology Department at Universidade Federal de Ouro Preto (Brazil).

## References

- Ancelmi, M. F., 2016. Geocronologia e geoquímica das rochas arqueanas do Complexo Granjeiro, Província Borborema (PhD thesis). Universidade Estadual de Campinas.
- Angelim, L.A.A., 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado Do Rio Grande do Norte. Geological map, scale 1:500.000. Recife.
- ANP., 2019. Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural - Circulação Externa. Available at: <http://www.anp.gov.br/arquivos/publicacoes/boletins-anp/producao/2019-12-boletim.pdf> Last access: 4 August 2020.
- Araripe, P. T., Feijó, F. J., 1994. Bacia Potiguar, Boletim de Geociências da Petrobras 8(1), 127–141.
- Arribas, J., González-Acebrón, L., Omodeo-Salé, S., Mas, R., 2013. The influence of the provenance of arenite on its diagenesis in the Cameros Rift Basin (Spain). Geological Society, London, Special Publications 386, 63–73. <https://doi.org/10.1144/sp386.12>
- Arthaud, M.H., 2007 Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará Brasileira (PhD thesis). Universidade de Brasília.
- Baesso, A., Remus, M.V.D., Pereira, B.R.B., Lana, C.C., Vignol-Lelarge, M.L., Porcher, C.C., 2021. Insights on sedimentary provenance and evolution of Potiguar Basin, using U-Pb ages and Hf isotopes in detrital zircons. Marine and Petroleum Geology (under review).
- Batista, C.M.A., 2017. Bacia Potiguar - Sumário Geológico e Setores em Oferta. Rio de Janeiro, Brazil. Available at: [http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario\\_Geologico\\_R15\\_Potiguar.pdf](http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario_Geologico_R15_Potiguar.pdf). Last access: 3 March 2021.
- Bertani, R.T., Costa, I. G., Matos, R.M.D., 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Gabaglia, R.G., Milani, E.J. (eds), Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobrás, Rio de Janeiro, pp. 291–310.
- Beurlen, H., Rhede, D., Soares, D.R., Thomas, R., Silva, M.R.R., 2016. Mg-Rich Mica and Tourmaline in Pink-Colored “Parelhas Quartzite” Intercalations in the Equador Formation, Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: Record of Evaporitic Protolith? Estudos Geológicos 26, 117–134. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v26n1p117-134>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies, in: Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-42148-7.50008-3>
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil. 31° International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 151–182.

Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit, in: Geological Society of America Special Papers. Geological Society of America, pp. 145–158. <https://doi.org/10.1130/spe230-p145>

Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M., Vauchez, A., 1990. Crustal Evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil, in: The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. Springer Berlin Heidelberg, pp. 373–397. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-84153-8\\_16](https://doi.org/10.1007/978-3-642-84153-8_16)

Caby, R., Arthaud, M.H., Archanjo, C.J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 235–246. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00011-4](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00011-4)

Calado, B., Costa, F., Gomes, I., Rodrigues, J., 2019. Evidence for ca. 2046 Ma high-grade metamorphism in Paleoproterozoic metasedimentary rocks of the northern Borborema Province, NE Brazil: constraints from U-Pb (LA-ICP-MS) zircon ages. *JGSB* 2, 137–150. <https://doi.org/10.29396/jgsb.2019.v2.n3.1>

Campelo, R.C., 2009. Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: integração de dados geológicos e gravimétricos (MSc dissertation). Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Caracciolo, L., Chew, D., Andò, S., 2020. Sediment Generation and Sediment Routing Systems. *Earth-Science Reviews* 207, 103221. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103221>

Castro, N.A., 2004. Evolução Geológica Proterozóica da Região entre Madalena e Taperuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema) (PhD thesis). Universidade de São Paulo.

Cavalcante, J. C. Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará. Geological map, scale 1:500.000. Fortaleza.

Cawood, P.A., 1983. Modal composition and detrital clinopyroxene geochemistry of lithic sandstones from the New England Fold Belt (east Australia): A Paleozoic forearc terrane. *Geol Soc America Bull* 94, 1199. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<1199:mcadcg>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<1199:mcadcg>2.0.co;2)

Caxito, F. de A., Santos, L.C.M. de L., Ganade, C.E., Bendaoud, A., Fettous, E.-H., Bouyo, M.H., 2020. Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Braz. J. Geol.* 50. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190122>

Čopjaková, R., Sulovský, P., Paterson, B.A., 2005. Major and trace elements in pyrope–almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahaný Uplands, Bohemian Massif. *Lithos* 82, 51–70. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.12.006>

Cremonini, O. A., Goulart, J. P. M., Soares, U. M., 1998. Tectonic-stratigraphic evolution of offshore Potiguar Basin, Brazil. Proceedings of the Rio'98 AAPG International Conference and Exhibition. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 44–45.

Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., de Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P., Williams, I.S., 2004. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research* 130, 113–137. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.11.002>

De Ros, L. F. 1996. Compositional Controls in Sandstone Diagenesis (PhD Thesis). Faculty of Science and Technology, Uppsala University.

Dear, W. A., Howier, R. A., Zussman, J., 1992. *The Rock Forming Minerals*. Second ed. Edited by Pearson.

Ferreira, A.C.D., 2019. Migmatitos e retroeclogitos do Bloco Arqueano Campo Grande, Província Borborema, NE do Brasil (PhD thesis). Universidade de Brasília.

Fetter A.H., 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana (PhD thesis). Department of Geology, The University of Kansas, 164 p.

Fetter, A.H., Saraiva dos Santos, T.J., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Bley de Brito Neves, B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research* 6, 265–273. [https://doi.org/10.1016/s1342-937x\(05\)70975-8](https://doi.org/10.1016/s1342-937x(05)70975-8)

Fontanelli, P.D.R., De Ros, L.F., Remus, M.V.D., 2009. Provenance of deep-water reservoir sandstones from the Jubarte oil field, Campos Basin, Eastern Brazilian Margin. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1274–1298. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.09.010>

Fortes, F. P., 1986. A Tectônica de Teclas da Bacia Potiguar. Anais do 34° Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia, Goiás, pp. 1145–1159.

Françolin, J.B.D.L., Szatmari, P., 1987. Mecanismo ee Rifteamento aa porção Oriental da Margem Norte Brasileira. *RBG* 17, 196–207. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1987196207>

Gama Júnior, T., Albuquerque, C.A.R., 1985. Petrologia do Grupo Seridó; Currais Novos- Parelhas (RN). *Revista Brasileira de Geociências* 15(2), 131–138.

Ganade, C.E., Cordani, U.G., Agbossoumounde, Y., Caby, R., Basei, M.A.S., Weinberg, R.F., Sato, K., 2016. Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections: New U–Pb/Lu–Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. *Precambrian Research* 276, 24–42. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.032>

Garcia, M.G.M., Usolino, D.M.A., Braga, I.F.G., Lima, R.H.C., 2003. O contato entre o embasamento e a Bacia Potiguar na região de Limoeiro do Norte e adjacências, CE. Anais do 20° Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, p. 29.

Garzanti, E., 2016. From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology* 336, 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.010>

Caracciolo, L., 2020. Sediment generation and sediment routing systems from a quantitative provenance analysis perspective: Review, application and future development. *Earth-Science Reviews* 209, 103226. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103226>

Gomes, J.R.C., Vasconcelos, A.M., Torres, P.F.M., 2000. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Jaguaribe SW - Folha SB.24 Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. Geological map. Brasília.

Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., and Dantas, E.L., 1990. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia 36, Natal, Anais, S.B.G., 6.2683-2696.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., de Almeida, F.F.M., Bartorelli, A., 2012. Geologia do Brasil. Beca. São Paulo, Brasil.

Henry, D.J., Dutrow, B.L., 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications, in: Anovitz, L.M., Grew, E.S. (Eds.), Boron. De Gruyter, pp. 503–558. <https://doi.org/10.1515/9781501509223-012>

Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine, *American Mineralogist* 10, 1-15.

van Hinsberg, V.J., Henry, D.J., Marschall, H.R., 2011. Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. *The Canadian Mineralogist* 49, 1–16. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.1.1>

Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Dunyi, L., Armstrong, R., 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province—NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 287–300. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.008>

Hong, D., Jian, X., Fu, L., Zhang, W., 2020. Garnet trace element geochemistry as a sediment provenance indicator: An example from the Qaidam basin, northern Tibet. *Marine and Petroleum Geology* 116, 104316. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104316>

Huhn, S.R.B., Sousa, M.J., Souza Filho, C.R. de, Monteiro, L.V.S., 2014. Geology of the Riacho do Pontal iron oxide copper-gold (IOCG) prospect, Bahia, Brazil: hydrothermal alteration approached via hierarchical cluster analysis. *Braz. J. Geol.* 44, 309–324. <https://doi.org/10.5327/z2317-4889201400020010>

Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A.C., von Eynatten, H., 2014. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sedimentary Geology* 306, 36–52. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.03.004>

Lenaz, D., Mazzoli, C., Velicogna, M., Princivalle, F., 2018. Trace and Rare Earth Elements chemistry of detrital garnets in the SE Alps and Outer Dinarides flysch basins: An important tool to better define the source areas of sandstones. *Marine and Petroleum Geology* 98, 653–661. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.09.025>

Lima, E.S., 1987. Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, Nordeste brasileiro, *Revista Brasileira de Geociências* 17(3), 315–323.

Lima, E.S., 1992. Metamorphic conditions in the Serido region of northeastern Brazil during the Brasiliano Cycle (late Proterozoic). *Journal of South American Earth Sciences* 5, 265–273. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90025-t](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90025-t)

Maciel, E.L., 2018. Aspectos geológicos-estruturais de uma área na região de Banabuiú-Quixeramobim/CE com auxílio de dados aerogeofísicos: relações entre zonas de cisalhamento e intrusões graníticas (BSc thesis). Universidade Federal do Ceará.

Mange, M. A., Maurer, H. F. W., 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Edited by C. Hall. London.

Mange, M.A., Morton, A.C., 2007. Chapter 13 Geochemistry of Heavy Minerals, in: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 345–391. [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(07\)58013-1](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(07)58013-1)

Mange, R. M., Oberhaensli, R., 1982. Detrital lawsonite and blue sodic amphibole in the Molasse of Savoy, France and their significance in assessing Alpine evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 62(3), 415–436.

Marschall, H.R., Jiang, S.-Y., 2011. Tourmaline Isotopes: No Element Left Behind. *Elements* 7, 313–319. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.313>

Martins, G., 2000. Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (PhD thesis). Universidade Estadual de Campinas.

Matos, R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics* 11, 766–791. <https://doi.org/10.1029/91tc03092>

Matos, R.M.D., 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 153, 55–73. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.153.01.04>

Matos, R.M.D., 2000. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic, in: *Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, pp. 331–354. <https://doi.org/10.1029/gm115p0331>

Medeiros, V.C., Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Dantas, E.L., 2012. Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó - Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geol. USP, Sér. cient.* 12, 3–14. <https://doi.org/10.5327/z1519-874x2012000200001>

Melo, A.C.C., de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Bertotti, G., 2016. Rift fault geometry and evolution in the Cretaceous Potiguar Basin (NE Brazil) based on fault growth models. *Journal of South American Earth Sciences* 71, 96–107. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.006>

Milani, E.J., Brandão, J.A.S.L., Zalán, P.V., Gamboa, L.A.P., 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Rev. Bras. Geof.* 18, 352–396. <https://doi.org/10.1590/s0102-261x2000000300012>

Moraes, J. F. S., 1999. Projeto gemas do Estado do Rio Grande do Norte. Recife. Technical report, CPRM, pp. 72.

Morelatto, R., Fabianovicz, R., 2015. Bacia Potiguar - Sumário Geológico e Setores em Oferta. Rio de Janeiro, Brazil. Technical repor. Available at: [http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario\\_Geologico\\_R15\\_Potiguar.pdf](http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round15/Mapas/Sumario_Geologico_R15_Potiguar.pdf).

Morton, A.C., 1985a. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. *Sedimentology* 32, 553–566. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00470.x>

Morton, A.C., 1985b. Heavy Minerals in Provenance Studies, in: *Provenance of Arenites*. Springer Netherlands, pp. 249–277. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6\\_12](https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_12)

Morton, A.C., 1978. Heavy minerals, in: *Encyclopedia of Earth Science*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 574–578. [https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7\\_109](https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7_109)

Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 124, 3–29. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(98\)00118-3](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(98)00118-3)

Morton, A.C., 1987. Detrital garnets as provenance and correlation indicators in North Sea reservoir sandstones. In: Brooks, J., Glennie, K.W. (eds) *Petroleum Geology of North West Europe*. London: Graham & Trotman, pp. 991–995.

Morton, A., Hallsworth, C., Chalton, B., 2004. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology* 21, 393–410. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.001>

Morton, A., O'B. Knox, R.W., Hallsworth, C., 2002. Correlation of reservoir sandstones using quantitative heavy mineral analysis. *Petroleum Geoscience* 8, 251–262. <https://doi.org/10.1144/petgeo.8.3.251>

Morton, A.C., Whitham, A.G., Fanning, C.M., 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy

mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology* 182, 3–28. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.08.007>

Nascimento, M.A.L., 2000. Petrologia do magmatismo tardi-brasiliano no Maciço São José do Campestre (RN/PB), com ênfase no Plúton Alcalino Caxexa (PhD thesis). Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., de Medeiros, V.C., 2015. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 281–299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>

Nascimento, M.A.L.D., Souza, Z.S.D., Nascimento, R.S.C.D., Galindo, A.C., 2003. Química mineral e evolução petrológica do magmatismo alcalino Neoproterozóico do Maciço São José de campestre (RN-PB), extremo NE da Província Borborema. *RBG* 33, 225–236. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2003332225236>

Nascimento, R.S.C., 1998. Petrologia dos Granitóides Brasileiros associados à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB) (PhD thesis). Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Okonkwo, C.T., Ganev, V.Y., 2015. Geochemistry and geochronology of orthogneisses in Bode Saadu area, southwestern Nigeria and their implications for the Palaeoproterozoic evolution of the area. *Journal of African Earth Sciences* 109, 131–142. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.05.012>

Owen, M.R., 1987. Hafnium Content of Detrital Zircons, A New Tool for Provenance Study. *SEPM JSR* Vol. 57. <https://doi.org/10.1306/212f8c74-2b24-11d7-8648000102c1865d>

Palheta, E.S.M., 2017. Geologia e recursos minerais da folha Senador Pompeu SB.24-V-D-VI. Geological map, scale 1:100.000. Fortaleza-CE: Serviço Geológico do Brasil.

Palheta, E.S.M., Justo, A.P., Costa, F.G., Vasconcelos, A.M., Rodrigues, J.B., Gomes, I.A., 2010. Deposição e migmatização das supracrustais do complexo Acopiara: uma bacia neoproterozóica pré-colisional, norte da Província Borborema. *Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém.

Palomares, M., Arribas, J., 1993. Modern stream sands from compound crystalline sources: Composition and sand generation index, in: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, pp. 313–322. <https://doi.org/10.1130/spe284-p313>

Parente, C.V., Arthaud, M., 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, Ne Do Brasil. *RBG* 25, 297–306. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1995297306>

Pereira, B.R.B., 2020. Diagênese e qualidade dos reservatórios continentais da Formação Alagamar, Neoptiano da Bacia Potiguar (PhD thesis). Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Pessoa Neto, O.C., Soares, U.M., Silva, J.G.F., Roesner, E.H., Florencio, C.P., Souza, C.A.V., 2007. Bacia potiguar. *Bol. Geociências Petrobras* 15(2), 357-369.

Tolosana-Delgado, R., von Eynatten, H., Krippner, A., Meinhold, G., 2018. A multivariate discrimination scheme of detrital garnet chemistry for use in sedimentary provenance analysis. *Sedimentary Geology* 375, 14–26. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.11.003>

Pinéo, T.R.G., 2017. Geologia e recursos minerais da folha Banabuiú-SB.24-X-C-I: estado do Ceará. Geological map, scale 1:100.000. Fortaleza, CE.

Press, S., 1986. Detrital spinels from alpinotype source rocks in middle Devonian sediments of the Rhenish Massif. *Geol Rundsch* 75, 333–340. <https://doi.org/10.1007/bf01820615>

Primmer, T. J., Cade, C. A., Evans, J., Gluyas, J. G., Hopkins, M. S., Oxtoby, N. H., Smalley, P.G., Warren, E.A., Worden, R. H., 1997. Global patterns in sandstone diagenesis: Their application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. *AAPG Memoir*, (69), 61-77.

Remus, M.V.D., Souza, R.S., Cupertino, J.A., De Ros, L.F., Dani, N., Vignol-Lelarge, M.L., 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *RBG* 38, 166–185. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008382s166185>

Rossi, C., Kälin, O., Arribas, J., Tortosa, A., 2002. Diagenesis, provenance and reservoir quality of Triassic TAGI sandstones from Ourhoud field, Berkine (Ghadames) Basin, Algeria. *Marine and Petroleum Geology* 19, 117–142. [https://doi.org/10.1016/s0264-8172\(02\)00004-1](https://doi.org/10.1016/s0264-8172(02)00004-1)

Sá, J. M., 1991. Évolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil (PhD thesis). Université de Nancy.

Sá, J.M., Sousa, L.C. de, Legrand, J.M., Galindo, A.C., Maia, H.N., Fillippi, R.R., 2014. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. *Geol. USP, Sér. cient.* 14, 97–110. <https://doi.org/10.5327/z1519-874x201400030007>

Sá, J. M., Legrand, J. M., 1983. Superposição de fases metamórficas na região da Serra do Chico, Lages, RN. *Revista Ciências da Terra* 7, 12–15.

Sá, J.M., McReath, I., Leterrier, J., 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 8, 299–314. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00015-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00015-8)

Santos, E. J., 1998. Contexto tectônico regional - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Aracaju NE - Folha SC.24-X - Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Geological map, scale 1:500.000. *Geologia e Metalogênese*. Brasília: CPRM, pp. 3–7.

Santos, E. J. *et al.* 1999. Terranes and their boundaries in the proterozoic Borborema province, northeast Brazil, in *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Lençóis, Bahia: SBG-BA/ABGP, pp. 121–124.

Santos, E.J., Schmus, W.R.V., Kozuch, M., Neves, B.B. de B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 61–76. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.003>

Van Schmus, W.R., Kozuch, M., de Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 227–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>

Silva Júnior, F. J., Souza, Z. S., Lopes, F. M. 2018. Textura e química mineral de escapolita gnaiss, Arqueano do Maciço São José do Campestre (RN), NE do Brasil. 49º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, Brazil.

Soares, D.R., Beurlen, H., Ferreira, A.C.M., 2003. Química mineral da gahnita do pegmatito Capoeira, Província Pegmatítica da Borborema (PPB), NE do Brasil. *Anais do 20º Simpósio de Geologia do Nordeste*. Fortaleza, CE. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 55.

Soares, U.M., Rossetti, E. L., Cassab, R.C.T., 2003. Bacias sedimentares brasileiras. Bacia Potiguar. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 5(56), pp. 1-6.

Soares, D. R., 2004. Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil (PhD Thesis). Universidade Federal de Pernambuco.

Souza, S.F. de, Castro, D.L. de, Bezerra, F.H.R., Barbosa, J.A., 2016. Relations between Potiguar Rift structural framework and the adjacent basement: analysis of gravity and magnetic data. *Geol. USP. Sér. cient.* 16, 43. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i1p43-60>

Souza Z.S. 1991. Petrogénese des metagranitoides du Complexe de Caicó, Province Borborema (Etat du Rio Grande do Norte, Brésil) (MSc Dissertation). CAESS, Université de Rennes, Rennes, 87 p

Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M.D., Nascimento, M., Silveira, F., Paiva, H. S., Dias, L., Viegas, M.C.D., Galindo, A.C., Oliveira, M. J. R., 2004. Geocronologia e geoquímica do magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil. 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Brazil.

Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.-J., Jardim De Sá, E.F., Macedo, M.H.D.F., 2007. Calc-Alkaline Magmatism at the Archean–Proterozoic Transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology* 48, 2149–2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>

Suggate, S.M., Hall, R., 2014. Using detrital garnet compositions to determine provenance: a new compositional database and procedure. *Geological Society, London, Special Publications* 386, 373–393. <https://doi.org/10.1144/sp386.8>

Surdam, R.C., Dunn, T.L., Heasler, H.P. and MacGowan, D.B., 1989. Porosity evolution in sandstone/shale systems. In: *Short Course on Burial Diagenesis* (Ed. I.E.Hutcheon), pp. 61–133. Mineralogical Association of Canada, Montreal.

Vieira, F. F., Araújo, M.F.S., Moura-Lima, E.N., Santos, L.C.N.L., 2015. Identificação de Controles Estruturais no Seridó Paraibano e Potiguar através de Sensoriamento Remoto. IX International Symposium on Tectonics. Vitória, ES, Brazil.

von Eynatten, H., Dunkl, I., 2012. Assessing the sediment factory: The role of single grain analysis. *Earth-Science Reviews* 115, 97–120. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.08.001>

Yavuz, F., Yildirim, D.K., 2020. WinGrt, a Windows program for garnet supergroup minerals. *J. Geosci.* 71–95. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.303>

Zuffa, G.G., Serra, F., 2007. Effects of Hydrothermal Fluids on the Heavy Mineral Assemblage of a Late Pleistocene Succession Deposited in an Oceanic Ridge Valley (Escanaba trough, Juan De Fuca Plate), in: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 263–276. [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(07\)58009-x](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(07)58009-x)

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Províncias estruturais brasileiras. *In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste*, 1977, Campina Grande, 1977. p. 363–391.
- ANCELMI, M. F. **Geocronologia e geoquímica das rochas arqueanas do Complexo Granjeiro, Província Borborema**. 2016. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, São Paulo, 2016. Disponível em: <http://repositorioslatinoamericanos.uchile.cl/handle/2250/1368031>. Acesso em: 20 ago. 2020.
- ANGELIM, L. A. de A. *et al.* **Geologia e Recursos Minerais do Estado Do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000**. Recife: CPRM; FAPERN, 2006.
- ANP. **Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural - Circulação Externa**. [S. l.], 2019. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/arquivos/publicacoes/boletins-anp/producao/2019-12-boletim.pdf>. Acesso em: 4 ago. 2020.
- ARARIPE, P. T.; FEIJÓ, F. J. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 127–141, 1994.
- ARTHAUD, M. H. **Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará Brasileira**. 2007. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 2007. Disponível em: [https://repositorio.unb.br/bitstream/10482/6606/1/Tese\\_Michel%20Henri%20Arthaud.pdf](https://repositorio.unb.br/bitstream/10482/6606/1/Tese_Michel%20Henri%20Arthaud.pdf). Acesso em: 15 ago. 2020.
- BAESSO, A. *et al.* Insights into sedimentary provenance and the evolution of the Potiguar Basin, NE Brazil, using U – Pb ages and Lu – Hf isotopes in detrital zircons. **Marine and Petroleum Geology**, v. 131, n. May, p. 105170, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105170>. Acesso em: 15 ago. 2021.
- BATISTA, C. M. A. **Bacia Potiguar - Sumário Geológico e Setores em Oferta**. Rio de Janeiro, Brazil: ANP, 2017.
- BERRYMAN, E. J. **Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral. The crystal chemistry of tourmaline's X site**. 153 f. 2016. - Technischen Universität Berlin, 2016.
- BERTANI, R. T.; COSTA, I. G.; MATOS, R. M. D. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. *In: GABAGLIA, R. G; MILANI, E. J. (orgs.). Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1990. p. 291–310.
- BEURLLEN, H. *et al.* Mg-Rich Mica and Tourmaline in Pink-Colored “Parelhas Quartzite” Intercalations in the Equador Formation, Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: Record of Evaporitic Protolith? **Estudos Geológicos**, v. 26, n. 1, p. 117–134, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v26n1p117-134>. Acesso em: 15 dez. 2021.

BÜTTNER, S. H.; KASEMANN, S. A. Deformation-controlled cation diffusion in tourmaline: A microanalytical study on trace elements and boron isotopes. **American Mineralogist**, v. 92, n. 11–12, p. 1862–1874, 2007. Disponível em: <https://doi.org/10.2138/am.2007.2567>. Acesso em: 21 nov. 2021.

CABY, R *et al.* Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. *In*: VERLAG, S. (org.). **The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives**. New York, 1990. p. 373–397. Disponível em: <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>. Acesso em: 24 nov. 2021.

CABY, R. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *In*: TERRANES IN THE CIRCUM-ATLANTIC PALEOZOIC OROGENS. Special Paed: Geological Society of America, 1989. v. 230, p. 145–158. Disponível em: <https://doi.org/10.1130/SPE230-p145>. Acesso em: 26 nov. 2021.

CALADO, B. *et al.* Evidence for ca. 2046 Ma high-grade metamorphism in Paleoproterozoic metasedimentary rocks of the northern Borborema Province, NE Brazil: constraints from U-Pb (LA-ICP-MS) zircon ages. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v. 2, n. 3, p. 137–150, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.29396/jgsb.2019.v2.n3.1>. Acesso em: 14 nov. 2021.

CASTRO, N. A. **Evolução Geológica Proterozóica da Região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. 221 f. 2004. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/T.44.2005.tde-31032015-112038>. Acesso em: 20 jan. 2021.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2003.

CAWOOD, P. A. Modal composition of detrital clinopyroxene geochemistry of lithic sandstones from the New England Fold Belt (east Australia): a Palaeozoic terrane forearc. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 10, p. 1199–1214, 1983.

CAXITO, F. de A. S. *et al.* New U-Pb (SHRIMP) and first Hf isotope constraints on the Tonian (1000–920 Ma) Cariris Velhos event, Borborema Province, NE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 2, p. 1–16, 2020.

ČOPJAKOVÁ, R.; SULOVSÝ, P.; PATERSON, B. A. Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahany Uplands, Bohemian Massif. **Lithos**, v. 82, p. 51–70, 2005.

CREMONINI, O. A.; GOULART, J. P. M.; SOARES, U. M. Tectonic-stratigraphic evolution of offshore Potiguar Basin, Brazil. *In*: **Proceedings of the Rio'98 AAPG International Conference and Exhibition**, 1998, Rio de Janeiro. **Anais [...]**. Rio de Janeiro, Brazil: [s. n.], 1998. p. 44–45.

DANTAS, E. L. *et al.* The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: Remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research**, v. 130, n. 1–4, p. 113–137, 2004.

DEEAR, W. A.; HOWIER, R. A.; ZUSSMAN, J. **The Rock Forming Minerals**. 2. ed. Londres: Longman Scientific & Technical. 1992.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock: forming minerals**. Londres: Longman Scientific & Technical, 1966.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock-forming minerals: orthosilicates**. Londres: The Geological Society of London, 1997.

DU BRAY, E. A. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis - southeastern Arabian Shield. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 100, n. 2, p. 205–212, 1988.

FERREIRA, A. da C. D. **Migmatitos e retroeclogitos do Bloco Arqueano Campo Grande, Província Borborema, NE do Brasil**. 2019. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília - UNB, Brasília, 2019. Disponível em: [https://repositorio.unb.br/handle/10482/38226#:~:text=da%20C%C3%A2mara%20Dantas,-,migmatitos%20e%20retroeclogitos%20do%20bloco%20arqueano%20Campo,prov%C3%ADncia%20Borborema%2C%20NE%20do%20Brasil.&text=O%20Bloco%20Campo%20Grande%20\(BCG,\(630%20%E2%80%93%20560%20Ma\)..](https://repositorio.unb.br/handle/10482/38226#:~:text=da%20C%C3%A2mara%20Dantas,-,migmatitos%20e%20retroeclogitos%20do%20bloco%20arqueano%20Campo,prov%C3%ADncia%20Borborema%2C%20NE%20do%20Brasil.&text=O%20Bloco%20Campo%20Grande%20(BCG,(630%20%E2%80%93%20560%20Ma)..) Acesso em: 25 set. 2021.

FETTER, A. H. *et al.* Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 265–273, 2003.

FETTER, A. H. **U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana**. 164 f. 1999. - University of Kansas, 1999.

FORTES, F. P. A Tectônica de Teclas da Bacia Potiguar. *In*: **34º Congresso Brasileiro de Geologia**, 1986, Goiânia-GO. **Anais** [...] Goiânia-GO: SBG, 1986. p. 1145–1159.

GAMA JÚNIOR, T.; ALBUQUERQUE, C. A. R. Petrologia do Grupo Seridó; Currais Novos- Parelhas (RN). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 2, p. 131–138, 1985.

GANADE, C. E. *et al.* Tightening-up NE Brazil and NW Africa connections : New U – Pb / Lu – Hf zircon data of a complete plate tectonic cycle in the Dahomey belt of the West Gondwana Orogen in Togo and Benin. **Precambrian Research**, v. 276, p. 24–42, 2016.

GOMES, J. R. C.; VASCONCELOS, A. M.; TORRES, P. F. M. **Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Jaguaribe SW. Folha SB.24 Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí**. Brasília: CPRM, 2000.

GREW, E. S. *et al.* **Nomenclature of the garnet supergroup**. 2013. Disponível em: <https://doi.org/10.2138/am.2013.4201>. Acesso em: 25 jan. 2021.

- GRUTTER, H. S. *et al.* An updated classification scheme for mantle-derived garnet , for use by diamond explorers. **Lithos**, v. 77, p. 841–857, 2004.
- HAWTHORNE, F. C.; DIRLAM, D. M. Tourmaline the indicator mineral: From atomic arrangement to viking navigation. **Elements**, v. 7, n. 5, p. 307–312, 2011.
- HENRY, D.; DUTROW, B. L. Compositional zoning and element partitioning in nickeloan tourmaline from a metamorphosed karstbauxite from Samos, Greece. **American Mineralogist**, v. 86, p. 1130–1142, 2001.
- HENRY, D. J; GUIDOTTI, C. V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine **American Mineralogist**. **American Mineralogist**, v. 70 (1), p 25-29, 1985.
- HENRY, D. J. *et al.* Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. **American Mineralogist**, v. 96, n. 5–6, p. 895–913, 2011.
- HENRY, D. J; DUTROW, B. L. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 33, n. 1, p. 503–557, 1996.
- HENRY, D. J; DUTROW, B. L. Mineralogy and Petrology Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rock: an example of the petrogenetic potential of tourmaline **Contrib Mineral Petrol. Contributions To Mineralogy and Petrology**, v. 112, p. 203-218, 1992.
- HEZEL, D. C. *et al.* Major-element and Li, Be compositional evolution of tourmaline in an S-type granite-pegmatite system and its country rocks: An example from Ikaria, Aegean Sea, Greece. **Canadian Mineralogist**, v. 49, p. 321–340, 2011.
- HOLLANDA, M. H. B. M. *et al.* Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, n. 4, p. 287–300, 2011.
- HONG, D. *et al.* Garnet trace element geochemistry as a sediment provenance indicator : An example from the Qaidam basin, northern Tibet. **Marine and Petroleum Geology**, v. 116, p. 1–18, 2020.
- JIANG, S. Y.; PALMER, M. R.; YEATS, C. J. Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from the Archean Big Bell and Mount Gibson gold deposits, Murchison Province, Yilgarn Craton, Western Australia. **Chemical Geology**, v. 188, n. 3–4, p. 229–247, 2002.
- JOHNSSON, M. J. The system controlling the composition of clastic sediments. **Geological Society of America Special Papers**, v. 284, p. 1–20, 1993.
- KELLER, P. *et al.* Chemistry, paragenesis and significance of tourmaline in pegmatites of the Southern Tin Belt, central Namibia. **Chemical Geology**, v. 158, p. 203–225, 1999.
- KRYNINE, P. D. The tourmaline group in sediments. **Journal of Geology**, v. 54, n. 2, p. 65–87, 1946.

LENAZ, D. *et al.* Trace and rare earth elements chemistry of detrital garnets in the SE Alps and Outer Dinarides flysch basins: An important tool to better define the source areas of sandstones. **Marine and Petroleum Geology**, v. 98, p. 653–661, 2018.

MACIEL, E. de L. **Aspectos geológicos-estruturais de uma área na região de Banabuiú-Quixeramobim/CE com auxílio de dados aerogeofísicos : relações entre zonas de cisalhamento e intrusões graníticas**. 2018. Monografia (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018. Disponível em: <https://repositorio.ufc.br/handle/riufc/41852>. Acesso em: 10 nov. 2021.

MANGE, M. A.; MAURER, H. F. W. **Heavy Minerals in Colour**. Londres: Chapman and Hall, 1992.

MANGE, M. A.; MORTON, A. C. Geochemistry of Heavy Minerals. *In*: DEVELOPMENTS IN SEDIMENTOLOGY. 2007. v. 58, p. 345–391.

MANGE, R. M.; OBERHAENSLI, R. Detrital lawsonite and blue sodic amphibole in the Molasse of Savoy, France and their significance in assessing Alpine evolution. **Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen**, v. 62, n. 3, p. 415–436, 1982.

MARSCHALL, H. R. *et al.* Detrital, metamorphic and metasomatic tourmaline in high-pressure metasediments from Syros (Greece): Intra-grain boron isotope patterns determined by secondary-ion mass spectrometry. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 155, n. 6, p. 703–717, 2008.

MARTINS, G. **Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró**. 2000. Tese (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Estadual de Campinas, 2000. Disponível em: [https://bdtd.ibict.br/vufind/Record/CAMP\\_09e0576649cbad2ade235c6f62646d5f](https://bdtd.ibict.br/vufind/Record/CAMP_09e0576649cbad2ade235c6f62646d5f). Acesso em: 15 jan. 2021.

MARTINS, L. Geração e migração de magmas graníticos na crosta continental: Estudo de detalhe em granitos e migmatitos da região de Nazaré Paulista (SP). 2005. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005. Disponível em: <https://teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44135/tde-19042007-155618/publico/LM.pdf>. Acesso em: 23 out. 2021.

MATOS, R. M. D. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break up between Brazil and West Africa. **Geological Society**, London, v. 153, n. 1, p. 55–73, 1999.

MATOS, R. M. D. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic The Brazilian and West African Equatorial margins comprise • America. *In*: ATLANTIC RIFTS AND CONTINENTAL MARGINS. 2000. v. 115, p. 331–354. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/GM115p0331>. Acesso em: 20 nov. 2021.

MATOS, R. M. D. **The Northeast Brazilian rift system**. *In*: TECTONICS. [S. l.: s. n.], 1992. v. 11, p. 766–791. Disponível em: <https://doi.org/10.4324/9780203494219->

10. Acesso em: 10 out. 2021.

MEDEIROS, V. C. *et al.* Augen gnaisses riácianos no domínio Rio Piranhas-seridó - Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 12, n. 2, p. 3–14, 2012.

MILANI, E. J. *et al.* Petróleo na margem continental Brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 18, n. 3, p. 351–396, 2000.

MORAES, J. F. S. **Projeto gemas do Estado do Rio Grande do Norte**. Ministério de Minas e Energia. Recife: CPRM, 1999. Disponível em: [https://rigeo.cprm.gov.br/bitstream/doc/8432/1/rel\\_gemas\\_rn.pdf](https://rigeo.cprm.gov.br/bitstream/doc/8432/1/rel_gemas_rn.pdf). Acesso em: 14 out. 2021.

MORELATTO, R.; FABIANOVICZ, R. **Bacia Potiguar - Sumário Geológico e Setores em Oferta**. Rio de Janeiro: ANP, 2015. Disponível em: <https://www.gov.br/anp/pt-br/rodadas-anp/rodadas-concluidas/concessao-de-blocos-exploratorios/14a-rodada-licitacoes-blocos/arquivos/areas-oferta/sumario-potiguar.pdf>. Acesso em: 15 out. 2021.

MORTON, A. C. Heavy Minerals in Provenance Studies. *In*: SPRINGER (org.). **Provenance of Arenites**. Zuffa G. Ged. Dordrecht: NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), 1985a. v. 148, p. 249–277.

MORTON, A. C. A new approach to provenance studies: Electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. **Sedimentology**, v. 32, p. 553–566, 1985b.

MORTON, A. C.; WHITHAM, A. G.; FANNING, C. M. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. **Sedimentary Geology**, [v. 182, n. 1–4, p. 3–28, 2005.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. R. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 90, p. 241–256, 1994.

MORTON, A.; HALLSWORTH, C.; CHALTON, B. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: A framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. **Marine and Petroleum Geology**, v. 21, n. 3, p. 393–410, 2004.

MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. Stability of Detrital Heavy Minerals During Burial Diagenesis. **Developments in sedimentology**, 2007. v. 58, p. 215–245.

MORTON, A. C. Heavy minerals. **Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science**. Berlin, Heidelberg: Springer, 1978. p. 574–578.

MORTON, A. C. *et al.* The origin of faceted garnets in sandstones: dissolution or overgrowth? **Sedimentology**, v. 36, p. 927–942, 1989.

- MORTON, A. C.; HALLSWORTH, C. R. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 124, p. 3–29, 1999.
- MOURA-LIMA, E. N. *et al.* Sedimentação e deformação tectônica Cenozoicas na porção central da Bacia Potiguar. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 10, n. 1, p. 15–28, 2010.
- NASCIMENTO, M. A. L.; GALINDO, A. C.; MEDEIROS, V. C. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, n. July 2018, p. 281–299, 2015.
- NASCIMENTO, M. A. L.; GALINDO, A. C.; SOUZA, Z. S. Química mineral e evolução petrológica do magmatismo alcalino neoproterozóico do Maciço São José De Campestre (RN-PB), extremo NE da Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 225–236, 2003.
- NASCIMENTO, R. S. C. **Petrologia dos Granitóides Brasileiros associados à Zona de Cisalhamento Remígio - Pocinhos (PB)**. 1998 Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte, 1998.
- NETO, O. C. P. *et al.* Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 357–369, 2007.
- NOVÁK, M. *et al.* Nomenclature of the Tourmaline-Group Minerals. **American Mineralogist**, v. 96(5-6), p. 895-913, 2009.
- OKONKWO, C. T.; GANEV, V. Y. Geochemistry and geochronology of orthogneisses in Bode Saadu area, southwestern Nigeria and their implications for the Palaeoproterozoic evolution of the area. **Journal of African Earth Sciences**, v. 109, p. 131–142, 2015.
- OWEN, M. R. Hafnium content of detrital zircons, a new tool for provenance study. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, p. 824–830, 1987.
- PALHETA, E. S. de M. **Geologia e recursos minerais da folha Senador Pompeu SB.24-V-D-VI. Escala 1:100.000**. Fortaleza-CE: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 2017.
- PALOMARES, M.; ARRIBAS, J. Modern stream sands from compound crystalline sources: Composition and sand generation index. **Geological Society of America Special Papers**, v. 284, p. 313–322, 1983.
- PARENTE, C. V.; ARTHAUD, M. H. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 297–306, 1995.
- PEREIRA, B. R. de B. **Diagênese e qualidade dos reservatórios continentais da Formação Alagamar, Neoptiano da Bacia Potiguar**. 2020. Dissertação (Mestrado da Bacia Potiguar) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2020.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. **Sand and Sandstone**. New York: Springer Verlag New York, 1973.

PINÉO, T. R. G. **Geologia e recursos minerais da folha Banabuiú- SB.24-X-C-I: estado do Ceará. Escala 1:100.000**. Fortaleza, CE: 2017. Programa Geologia do Brasil - PGB. Integração e Difusão de Dados da Geologia do Brasil.

PITARELLO, M. Z.; TICIANO, J. S.; ANCELM, M. F. Journal of South American Earth Sciences Syn-to post-depositional processes related to high grade metamorphic BIFs: Geochemical and geochronological evidences from a Paleo to Neoproterozoic ( 3.5 – 2.6 Ga ) terrane in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 96, p. 1–21, 2019.

PRESS, S. Detrital spinels from alpinotype source rocks in Middle Devonian sediments of the Rhenish Massif. **Geologische Rundschau**, v. 75, p. 333–340, 1986.

REMUS, M. V. D. *et al.* Aplicação da microsonda eletrônica na análise de proveniência: granadas – traçadores de áreas-fonte nas Bacias de Santos e Pelotas. **Dez anos de microsonda em Porto Alegre**, Porto Alegre, p. 101–107, 2004.

REMUS, M. V. D.; WIEDERKEHR, F.; RIZZARDO, R. Geoquímica de granadas detríticas em estudos de proveniência. *In:* , 2007. **5º Congresso Uruguayo de Geologia, Montevideo, Uruguay GEOQUÍMICA**. [S. l.: s. n.], 2007.

REMUS, M. V. D. *et al.* Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, p. 166–185, 2008.

ROMBOULTS, L. Assessing the diamond potential of kimberlites from discovery to evaluation bulk sampling. **Mineralium Deposita**, v. 38, p. 496–504, 2003.

SÁ, J. M. *et al.* U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 14, n. 3, p. 97–110, 2014.

SELWAY, J. *et al.* The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XIV. Internal tourmaline. **Canadian Mineralogist**, v. 38, p. 877–891, 2000.

SELWAY, J. B. *et al.* Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites. **European Journal of Mineralogy**, Stuttgart, Germany, v. 11, n. 3, p. 569–584, 1999.

SILVA JÚNIOR, F. J.; SOUZA, Z. S.; LOPES, F. M. Textura e química mineral de escapolita gnaiss, Arqueano do Maciço São José do Campestre (RN), NE do Brasil. *In:* **49º Congresso Brasileiro de Geologia**, 2018. **Anais [...]**. Rio de Janeiro, 2018. p. 2018.

SOARES, D. R. B. H.; FERREIRA, A. C. M. Química mineral da gahnita do pegmatito Capoeira, Província Pegmatítica da Borborema (PPB), NE do Brasil. *In:* **20º Simpósio de Geologia do Nordeste**, 2003, Fortaleza. **Anais [...]** Ceará: Sociedade Brasileira de Geologia - SBG, 2003. p. 55.

SOARES, D. R. **Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2004. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004. Disponível em: [https://repositorio.ufpe.br/bitstream/123456789/6534/1/arquivo6884\\_1.pdf](https://repositorio.ufpe.br/bitstream/123456789/6534/1/arquivo6884_1.pdf). Acesso em: 20 ago. 2021.

SOARES, U. M.; ROSSETTI, E. L.; CASSAB, R. C. T. Bacias sedimentares brasileiras. Bacia Potiguar. **Fundação Paleontológica Phoenix**, v. 5, n. 56, 2003.

SOBIESIAK, J. S. **Turmalina como indicador petrogenético de rochas quartzíticas das bordas do Complexo Metamórfico Passo Feio**. 2019. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2019. Disponível em: <https://lume.ufrgs.br/handle/10183/205256>. Acesso em: 13 set. 2021.

SOUZA, S. F. *et al.* Relações do arcabouço tectônico do Rifte Potiguar com as estruturas do embasamento adjacente: análise de dados gravimétricos e magnéticos. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v. 16, n. 1, p. 43–60, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i1p43-60>. Acesso em: 10 ago. 2021.

SOUZA, Z. S. *et al.* Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: The Caicó Complex Basement (NE Brazil). **Journal of Petrology**, v. 48, n. 11, p. 2149–2185, 2007.

SOUZA, Z. S. *et al.* **Geocronologia e geoquímica do magmatismo Cretácico a Terciário no NE do Brasil** 42º Congresso Brasileiro De Geologia. [S. l.: s. n.], 2004.

SUGGATE, S. M.; HALL, R. Using detrital garnet compositions to determine provenance: a new compositional database and procedure. **Geological Society of London, Special Publication**, v. 386, n. 1, p. 373–393, 2014.

VAN HINSBERG, V. J. Preliminary experimental data on trace-element partitioning between tourmaline and silicate melt. **Canadian Mineralogist**, v. 49, n. 1, p. 153–163, 2011.

VAN HINSBERG, V. J.; SCHUMACHER, J. C. The geothermobarometric potential of tourmaline, based on experimental and natural data. **American Mineralogist**, v. 94, p. 761–770, 2009.

VIEIRA, F. F. *et al.* **Identificação de Controles Estruturais no Seridó Paraibano e Potiguar através de Sensoriamento Remoto**. 2015. XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IX International Symposium on Tectonics - Vitória- ES, [s. l.], 2015.

VON GOERNE, G.; FRANZ, G.; HEINRICH, W. Synthesis of tourmaline solid solution in the system Na<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O-HCl and the distribution of Na between tourmaline and fluid at 300 to 700 °C and 200 MPa. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 141, p. 160–173, 2001.

VON GOERNE, G.; FRANZ, G.; VAN HINSBERG, V. J. Experimental determination of NA-CA distribution between tourmaline and fluid in the system CaO-Na<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O. **Canadian Mineralogist**, v. 49, p. 137–152, 2011.

ZUFFA, G.G.; SERRA, F. Effects of Hydrothermal Fluids on the Heavy Mineral Assemblage of a Late Pleistocene Succession Deposited in an Oceanic Ridge Valley (Escanaba trough, Juan De Fuca Plate). **Developments in Sedimentology**, Elsevier, pp. 263–276, 2007.

## ANEXO A – Comprovantes de Submissão do Artigo Científico

### Letter to editor

Dear Editor,

I am presently submitting the manuscript entitled “*Garnet trace elements and tourmaline composition as provenance indicators in the Potiguar Basin, NE Brazil*” under the authorship of Gamalho, B.R. et al. for evaluation and possible publication by *Sedimentary Geology*.

This contribution reports the first provenance study in the Potiguar Basin (northeast Brazil) using major, minor, and trace elements geochemistry in garnets and tourmalines. The studied units comprise sandstone reservoirs and key elements to the understanding of the Potiguar Basin, which is one of the most productive basins in Brazil. Our data allowed us to (1) further discriminate previously overlapping garnet provenance fields and (2) determine the source area for reservoirs in the Potiguar Basin.

All research meets the ethical guidelines, including adherence to the legal requirements. The authors also declare no conflict of interest. I confirm that the names of all the co-authors have been included in the manuscript and that all these co-authors had an active part in the final manuscript.

*Cordially on behalf of the authors,*

*Brenda da Rocha Gamalho*

*Corresponding author*

SEDGE08392 - Notice of manuscript number Caixa de entrada x**Sedimentary Geology** <em@editorialmanager.com>

ter., 1 de jun. de 2021 07:32 ☆ ↶ ⋮

para mim ↵

inglês &gt; português Traduzir mensagem

Desativar para: inglês x

Dear Mrs Gamalho,

Your submission entitled "Garnet trace elements and tourmaline composition as provenance indicators in the Potiguar Basin, NE Brazil" has been assigned the following manuscript number: SEDGE08392.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on <https://www.editorialmanager.com/sedgeo/> as Author.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Sedimentary Geology

---

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/sedgeo/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“ANÁLISE VARIETAL DE GRANADA E TURMALINA NO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS OFFSHORE DA BACIA POTIGUAR, NE DO BRASIL”</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: <b>Brenda Da Rocha Gamalho</b>
Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus
Examinadora: Profa. Dra. Rosalia Barili da Cunha
Data: 10/03/2022
Conceito: A
<b>PARECER:</b>
<p>A dissertação de mestrado apresenta boa estruturação, com leitura fácil. Boa revisão do estado da arte, abordando a metodologia de análise varietal, com ênfase em granadas e turmalinas, utilizadas no projeto. Descrição sucinta da amostragem e das análises aplicadas aos grãos. Boa revisão sobre a Bacia Potiguar. O resumo dos resultados evidencia a composição dos grãos considerando os elementos maiores e traços. As discussões indicam a diferença entre a aplicação dos métodos utilizados por diferentes autores, evidenciando a sobreposição da composição de elementos maiores em granadas, sendo ainda assim, possível indicar a área fonte dos sedimentos.</p> <p>O documento apresenta alguns problemas de diagramação das figuras, como tamanho reduzido, dificultando a visualização (Fig 1, Fig 2). A Figura 9 aparece como um retângulo preto. O mapa da bacia poderia indicar com uma linha tracejada o limite da bacia, tanto <i>onshore</i> quanto <i>offshore</i>. Os gráficos ternários onde são plotados os resultados poderiam ser diagramados para ocupar a página inteira, tendo em vista a quantidade de pontos plotados. A legenda da figura 12 também deveria aparecer na figura 13 para evidenciar a relação de proveniência. O quadro 1 poderia ser reconfigurado como uma tabela, relacionando os índices com as descrições.</p> <p>Gostaria de ver entre as figuras um perfil esquemático com a descrição do poço utilizado no estudo, bem como a indicação da profundidade relativa (no caso de confidencialidade) das amostras coletadas neste perfil. Também seria interessante incluir figuras com a assembleia de grãos analisadas. Não recebi o material suplementar, logo não sei se estas sugestões estão neste material. Seria interessante apresentar, também, o controle petrográfico das amostras utilizadas, relacionando sua descrição/quantificação com a proveniência, mesmo havendo referências na literatura estas informações podem auxiliar na caracterização das áreas fontes, tirando eventuais dúvidas.</p>

Sobre o artigo: alguns problemas menores de tradução para a língua inglesa, que não comprometem a qualidade do estudo, mas merecem atenção. Algumas questões com formatação e diagramação do texto e demais elementos, como no caso da tabela 1.

É feita uma ótima relação entre as diferentes composições das granadas e turmalinas nas diferentes profundidades e indicadas suas diferentes áreas fontes. Entretanto, seria possível incluir uma avaliação da variação paleoambiental que levou a esta variação da base para o topo da sequência? Seria possível criar um bloco diagrama evidenciando as contribuições destas diferentes áreas ao longo da evolução da bacia, relacionando ainda com os diferentes ambientes deposicionais das formações estudadas? Apesar de não ser a proposta do estudo, que foca em geoquímica, pode ser uma contribuição interessante agregar a análise varietal com a análise estratigráfica/paleoambiental, dentro do escopo do artigo/dissertação ou mesmo em um futuro projeto de doutoramento.

O projeto foi bem executado e atende plenamente aos quesitos necessários para atribuição do grau de mestre à estudante.

Assinatura:

Data: 10 de março de 2022.

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**“ANÁLISE VARIETAL DE GRANADA E TURMALINA NO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS OFFSHORE DA BACIA POTIGUAR, NE DO BRASIL”**

Área de Concentração: Geoquímica

Autora: **Brenda Da Rocha Gamalho**

Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Examinador: Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Data: 12/02/2022

Conceito: A - Excelente

**PARECER:**

A mestranda Brenda da Rocha Gamalho apresentou uma dissertação de mestrado de alta qualidade científica, utilizando técnicas analíticas adequadas (EPMA, LA-ICPMS) e fazendo interpretações científicas corretas. A dissertação tem boa apresentação, boa estrutura, boa redação. O meu parecer é A – Excelente.



Assinatura:

Data: 12/02/2022

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“ANÁLISE VARIETAL DE GRANADA E TURMALINA NO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS OFFSHORE DA BACIA POTIGUAR, NE DO BRASIL”</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: <b>Brenda Da Rocha Gamalho</b>
Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus
Examinador: Dr. Guilherme Sonntag Hoerlle
Data: 25/02/2022
Conceito: A
<b>PARECER:</b>
<p>A dissertação de mestrado da Geól Brenda Gamalho é de excelente qualidade e traz dados de grande relevância para os estudos de proveniência na Bacia Potiguar. Além da importância para o desenvolvimento tecnológico associado à exploração de reservatórios de hidrocarbonetos o trabalho também aborda o problema científico da distinção entre campos composicionais de elementos maiores para minerais pesados (granada e turmalina). Na dissertação e artigo apresentados, a mestrande propõe que os elementos traço apresentam potencial para auxiliar na distinção entre rochas-fonte distintas. O estudo foi realizado em amostras de arenitos da Fm. Pescada e Fm. Alagamar e utilizou como principal método a análise química por microsonda eletrônica e ICP-MS. Além de produzir uma grande quantidade de dados qualificados a mestranda obteve dados em laboratórios distintos, demonstrando a capacidade de trabalhar com equipes distintas e produzir um trabalho de ótimo nível. O artigo científico apresenta linguagem adequada, direta e fácil de ler, apesar da grande quantidade de dados composicionais e campos discriminatórios que, no geral, dificultam um pouco na fluidez da leitura científica. No entanto, as discussões e conclusões estão bem fundamentadas e apresentam sequência lógica e suporte nos dados encontrados. Os métodos estão bem descritos e o contexto geológico foi bem revisado, sendo este último fundamental para a natureza deste trabalho. As figuras poderiam ser</p>

mais bem exploradas, talvez incluindo *plates* específicas para os grupos de minerais (uma para granadas e uma para turmalinas) e, se disponíveis, imagens de catodoluminescência para demonstrar padrões de zonação interna dos minerais analisados. No entanto, a quantidade de figuras está adequada para o artigo e as figuras apresentadas têm boa qualidade. Na seção introdutória da dissertação, falta uma introdução geral ao assunto com a problemática antes de abordar os objetivos. Contudo, a introdução do artigo está adequada e é direta ao estabelecer o contexto geral e problema científico apresentando na sequência a contribuição a ser feita neste trabalho. O texto apresenta raros erros de redação e formatação. Considerando os pontos apresentados acima, meu parecer para a dissertação de mestrado é **excelente (A)**. Parabenizo a mestrande e orientador pelo trabalho e agradeço pelo convite de participação na banca, além da oportunidade de aprendizado ao ler e avaliar este trabalho de excelente qualidade.

Assinatura: 

Data: 25/02/2022

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: