









## Potencial gerador e maturidade térmica dos folhelhos da Formação Barreirinha, borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil

*Hydrocarbon potential and thermal maturity of the Barreirinha Formation, Southern edge of the Amazonas Basin, Brazil*

Vitória Costa Meirelles Góes<sup>1</sup> , Alexandre Barreto Costa<sup>1</sup> , José Roberto Cerqueira<sup>1</sup> ,  
Neila Caldas Abreu<sup>1</sup> , Ayana Souza da Silva<sup>1</sup> , Flávia Lima e Cima Miranda<sup>1</sup> ,  
Antônio Fernando de Souza Queiroz<sup>1</sup> , Hélio Jorge Portugal Severiano Ribeiro<sup>2</sup> 

<sup>1</sup>Universidade Federal da Bahia - UFBA, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica: Petróleo e Meio Ambiente - POSPETRO, Rua Barão de Jeremoabo, s/n, CEP: 40170-115, Salvador, BA, BR  
(vitoriocostameirelles@gmail.com; albarcos@gmail.com; jrkerq@ig.com.br; neila86.nc@gmail.com; ayanatrindade@gmail.com; cimafavia@gmail.com; queiroz@ufba.br)

<sup>2</sup>Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro - UENF, Macaé, RJ, BR (severiano.geologo@gmail.com)

Recebido em 30 de junho de 2020; aceito em 28 de maio de 2021

### Resumo

Este trabalho tem como objetivo avaliar o potencial gerador e o efeito da intrusiva ígnea básica na maturidade térmica das amostras com base no estudo de geoquímica orgânica e palinologia. Foram estudadas 15 amostras de rocha coletadas em um afloramento da Formação Barreirinha, borda sul da Bacia do Amazonas. Nesse afloramento foi observada uma soleira de basalto que pode ter influenciado os dados geoquímicos das amostras localizadas no topo do perfil. Os teores de Carbono orgânico total (COT; 0,04–2,06%) e os resultados da pirólise *Rock-Eval* indicam a presença de querogênio predominantemente dos tipos II e III, potencial gerador de hidrocarbonetos ( $S_2$ ; 0,04–3,00 mg HC/g rocha) variando de pobre a médio, baixa concentração de hidrocarbonetos livres ( $S_1$ ; 0,01–0,25 mg HC/g rocha) e uma variação na maturidade termal ( $T_{máx}$ : 359–605°C). A razão aquático-terrestre (RAT; 0,08–1,16) indica a predominância de deposição de matéria orgânica algálica, e as razões dos biomarcadores saturados [Hopanos/esteranos; gammacerano/(gammacerano + C30 hopano); TTP/(TTP + DIA); e esteranos  $C_{27}$ - $C_{28}$ - $C_{29}$ ] indicam um paleoambiente marinho com contribuição variável de componentes terrestres, devido as oscilações do nível do mar ocorridas durante o Devoniano Superior. A razão entre os isoprenóides Pristano e Fitano (P/F: 1,6–7,1) apontam ambiente sub-óxico. Os resultados da cromatografia gasosa e das razões de biomarcadores saturados dos extratos orgânicos [ $Ts/(Ts + Tm)$ ;  $C_{29} \alpha\beta\beta/(\alpha\beta\beta + \alpha\alpha\alpha)$ ;  $C_{29} S/(C_{29} S + C_{29} R)$ ] indicam a variação na maturidade térmica ao longo do afloramento, e sugerem a geração e migração de óleo e gás, e/ou a degradação termal de alguns biomarcadores saturados.

**Palavras-chave:** Pirólise *Rock-eval*; Maturação térmica; Biomarcadores saturados.

### Abstract

This work aims to evaluate the generating potential and the effect of the basic igneous intrusive on the thermal maturity of samples based on the study of organic geochemistry and palynology. A total of 15 rock samples was collected from an outcrop of Barreirinha Formation, on the Southern edge of the Amazon Basin. In this outcrop, a diabase sill was observed, which may have influenced the geochemical data of samples located at the top of the profile. The levels of total organic carbon (TOC; 0.04–2.06%) and the results of Rock-Eval pyrolysis indicate the presence of kerogen predominantly of types II and III, a potential hydrocarbon generator ( $S_2$ ; 0.04–3.00 mg HC / g rock) ranging from poor to medium, low concentration of free hydrocarbons ( $S_1$ ; 0.01–0.25 mg HC / g rock), and a variation in thermal maturity ( $T_{max}$ : 359–605°C). The Terrestrial-Aquatic Ratio (TAR; 0.08–1.16) indicates the predominance of algal organic matter deposition, and the ratios of saturated biomarkers (Hopanes/Steranes; gammacerane/ (gammacerane + C30 hopane); TTP / (TTP + DIA); and steranes  $C_{27}$ -  $C_{28}$ -  $C_{29}$ ) indicating a marine paleoenvironment with variable contribution of terrestrial components, due to the sea level oscillations that occurred during the Upper Devonian. The ratio between the isoprenoids Pristane and Phytane (Pr/Ph: 1.6–7.1) points to a sub-oxic environment. The results of gas chromatography and the saturated biomarker ratios of organic extracts [ $Ts/(Ts + Tm)$ ;  $C_{29} \alpha\beta\beta/(\alpha\beta\beta + \alpha\alpha\alpha)$ ;  $C_{29} S/(C_{29} S + C_{29} R)$ ] indicate the variation in thermal maturity along the outcrop, and suggest the generation and migration of oil and gas, and/or the thermal degradation of some saturated biomarkers.

**Keywords:** Rock-Eval pyrolysis; Thermal maturation; Saturated biomarkers.

## INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas abrange uma área de cerca de 500.000 km<sup>2</sup> e está localizada entre os arcos de Purus e Gurupá, sendo classificada como uma bacia paleozoica do tipo sinéclise intracratônica, cuja sedimentação teve início no Paleozoico e perdurou até o Mesozoico (Neves, 1990; Cunha et al., 1994; Loboziak et al., 1997; Cunha et al., 2007; Caputo e Soares, 2016).

No Devoniano ocorreu a deposição da Formação Barreirinha, principal rocha geradora da Bacia do Amazonas (Neves, 1990; Cunha et al., 1994; Cunha, 2000). A fase inicial de deposição dessa Formação está associada à rápida subida relativa do nível do mar, onde a Plataforma Sul-Americana sofreu grandes transgressões marinhas, representadas por espessa seção de folhelhos negros a cinza escuro, radioativos, betuminosos, laminados e físeis, que estão associados à máxima transgressão durante o Frasniano (Caputo, 1984; Cunha, 2000; Ferreira et al., 2015).

No Neotriássico ao Eojurássico ocorreu o início da ruptura do continente Gondwana devido a eventos distensivos na direção Leste-Oeste acompanhados de magmatismo básico (diques e soleiras) nos sedimentos paleozoicos, a exemplo do magmatismo Penatecaua (Cunha et al., 1994; Marzulli et al., 1999; Zalán, 2004; Silva et al., 2014; Davies et al., 2017). Há poucos estudos sobre esse magmatismo, concentrados nas cidades de Rurópolis, Medicilândia e Monte Alegre, localizadas no estado do Pará (Costa et al., 2012; Figueira et al., 2012; Lopes et al., 2013; Silva et al., 2014; Davies et al., 2017). Esses estudos mostram que quimicamente essas rochas são supersaturadas em SiO<sub>2</sub> e classificam-se como basaltos e andesito-basaltos da série toleítica, em diagrama de De La Roche et al. (1980 *apud* Moreira, 2019).

A Bacia do Amazonas é conhecida pelo seu grande potencial gerador de hidrocarbonetos, entretanto pouco se sabe a respeito do efeito térmico das intrusivas ígneas sobre a Formação Barreirinha. Por isso, o entendimento desse contato em afloramentos pode facilitar a compressão da influência térmica dessas rochas e entender se esse fenômeno foi decisivo para a formação de sistemas petrolíferos atípicos.

O presente estudo apresenta resultados de análises de geoquímica orgânica e palinologia de folhelhos da Formação Barreirinha, coletados em afloramentos de corte na Br-230, porção sul da Bacia do Amazonas, para avaliar o potencial gerador e discutir o efeito das intrusivas na maturação térmica da matéria orgânica.

### Contexto geológico

A Bacia do Amazonas se instalou no cráton amazônico no início do Paleozoico, com a formação de um rifte que evoluiu para uma bacia intracratônica, não desenvolvendo uma bacia oceânica (Caputo, 2014). A sua origem está

relacionada aos esforços compressivos de direção leste-oeste que ocorreram no norte do Brasil durante o fechamento do Cinturão Brasileiro Paraguai–Araguaia e que geraram esforços distensivos de direção norte-sul, resultando na abertura da Bacia do Amazonas durante o Evento Cuminá (Caputo et al., 1983; Caputo, 1984; Neves, 1990; Caputo, 2014).

Durante o Paleozoico, a Bacia do Amazonas esteve abrigada no interior do Continente Gondwana Ocidental, apresentando grande estabilidade tectônica. No fim do Triássico (200 Ma), ocorreu um tectomagmatismo com o desenvolvimento de soleiras e fraturas que foram preenchidas com diabásio (tectomagmatismo Penatecaua). Nesse mesmo período, ao leste da Bacia do Amazonas, ocorreu o soerguimento do Marajó, cuja ombreira passou a ser denominada Arco de Gurupá. O tectonismo Gurupá cortou a comunicação da bacia do Amazonas com as bacias do Parnaíba e do noroeste da África e soergueu o assoalho oriental da Bacia do Amazonas. Já o Arco Purus, que separa a Bacia do Amazonas da Bacia de Solimões a oeste, seria um gráben invertido durante o Proterozoico (Caputo, 2014).

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas engloba duas megassequências deposicionais de primeira ordem, a primeira de idade paleozoica, e a segunda de idade mesozoica-cenozoica, que totalizam mais de 5.000 metros de preenchimento sedimentar (Ferreira et al., 2015). A megassequência paleozoica abrange quatro sequências de segunda ordem, denominadas de Sequência Ordovício-Devoniana, Devono-Tournaisiana, Neoviseana e Pensilvaniano-Permiana, definidas a seguir com base no empilhamento estratigráfico sugerido por Caputo (1984), Cunha et al. (1994) e Cunha et al. (2007), como mostrado na Figura 1.

A Sequência Ordovício-Devoniana reúne os sedimentos clásticos marinhos glaciogênicos do Grupo Trombetas. O Grupo Trombetas é composto pelas formações Autás-Mirim (arenitos e folhelhos neríticos ordovicianos), Nhamundá (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos), Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos) e Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos).

A Sequência Devono-Tournaisiana reúne os sedimentos marinhos sobrepostos por incursões glaciais dos grupos Urupadi e Curuá. O Grupo Urupadi abrange as formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos a deltaicos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos, parálidos). O Grupo Curuá abrange as formações Barreirinha (folhelhos negros a cinza escuros, radiativos, laminados e físeis, de origem marinha), Curiri (diamictitos, folhelhos, siltitos e arenitos de ambientes glacial a periglacial) e Oriminá (arenitos e siltitos de ambiente marinho raso/fluviál).

A Sequência Neoviseana corresponde aos arenitos e pelitos fluviodeltaicos e litorâneos com influência de tempestades da Formação Faro. A Sequência Pensilvaniano-Permiana é formada pelos clásticos, carbonatos e evaporitos continentais e de ambiente marinho restrito do Grupo Tapajós.



Essa unidade engloba as formações Monte Alegre (arenitos eólicos e de wadis intercalados com siltitos e folhelhos de interduna e lagos), Itaituba (folhelhos, carbonatos e anidritas de fácies lagunar e marinho raso), Nova Olinda (calcários, anidrita e halitas de inframaré e planícies de sabkha) e Formação Andirá (arenitos e sedimentos vermelhos e raras anidritas, de fácies lacustrinas e fluviais).

Durante o Triássico e o Jurássico, a abertura do Oceano Atlântico Norte foi culminada pela ocorrência de manifestações magmáticas. Esse magmatismo gerou extensas soleiras e diques de rochas básicas na seção paleozoica que se alojaram preferencialmente na seção devoniana-carbonífero, e na sequência evaporítica permo-carbonífera, preferencialmente na Formação Nova Olinda, e em menor escala nas rochas clásticas devonianas (Gonzaga, 2000; Ferreira et al., 2015).

A deposição das megassequências mesozoica-cenozoica estão incluídas no Grupo Javari, composto pelas formações Alter do Chão (sedimentos arenosos fluviais) e Solimões (pelitos fluviais e lacustres).

### Formação Barreirinha

A Formação Barreirinha foi depositada durante o Frasniano, com seu estágio inicial de deposição vinculado a uma rápida subida do nível médio do mar, relacionada à máxima transgressão registrada na Bacia do Amazonas, expressa como um espesso pacote de folhelhos negros betuminosos, altamente radioativos, que variam gradacionalmente ao topo, tornando-se cinzas e menos radiativos com presença de arenitos finos e siltitos (Cunha, 2000; Calderón, 2017).

O ambiente deposicional da Formação Barreirinha é descrito na literatura como marinho anóxico, associado à preservação de um grande volume de Matéria Orgânica (Caputo, 1984). Litoestratigraficamente, a Formação Barreirinha está subdividida em três membros: Abacaxis (base), Urubu (meio) e Ururiá (topo) (Cunha et al., 1994).

O membro Abacaxis, base da Formação Barreirinha, é constituído por folhelhos negros a cinza-escuros, físeis e carbonosos, caracterizando-se por ser a porção da Formação que apresenta o maior potencial gerador de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas (Loboziak et al., 1997; Cunha et al., 2007; Garcia, 2014; Calderón, 2017). Sua deposição ocorreu entre o eo-frasniano e o eo-mesofameniano (Cunha et al., 2007).

O Membro Urubu corresponde à porção média da Formação Barreirinha, constituída por folhelhos cinza-escuros, pouco físeis, com menor conteúdo de matéria orgânica (MO) e níveis subordinados de siltitos (Cunha et al., 2007; Ferreira et al., 2015; Calderón, 2017). Seu ambiente deposicional associado é marinho distal, levemente regressivo ou progracional, enquanto a sua idade é meso-neo fameniana (Melo e Loboziak, 2003).

O membro Ururiá, porção superior da Formação Barreirinha, é composto por folhelhos cinza-escuros a claros

e siltitos, cujo ambiente deposicional associado é marinho francamente regressivo, de idade neo-fameniana (Melo e Loboziak, 2003; Ferreira et al., 2015; Calderón, 2017).

## METODOLOGIA

### Área de estudo

As amostras foram coletadas em um afloramento (IT05) situado no km 727,6 da margem da rodovia Transamazônica (BR-230), (Figura 2), em um contato da Formação Barreirinha com uma soleira de basalto proveniente do magmatismo Penatecaua, no Município de Rurópolis, estado do Pará.

A coleta das amostras foi realizada em novembro de 2018, com espaçamento vertical entre 0,5 e 1,0 m e espaçamentos laterais variáveis (visando melhores condições de coleta). Foram coletadas 15 amostras de rocha (Figura 3), que foram envolvidas em papel alumínio, acondicionadas em sacos de algodão identificados e levadas para análise no Lepetro — Excelência em Geoquímica: Petróleo, Energia e Meio Ambiente no Instituto de Geociências (IGEO), Universidade Federal da Bahia (UFBA).

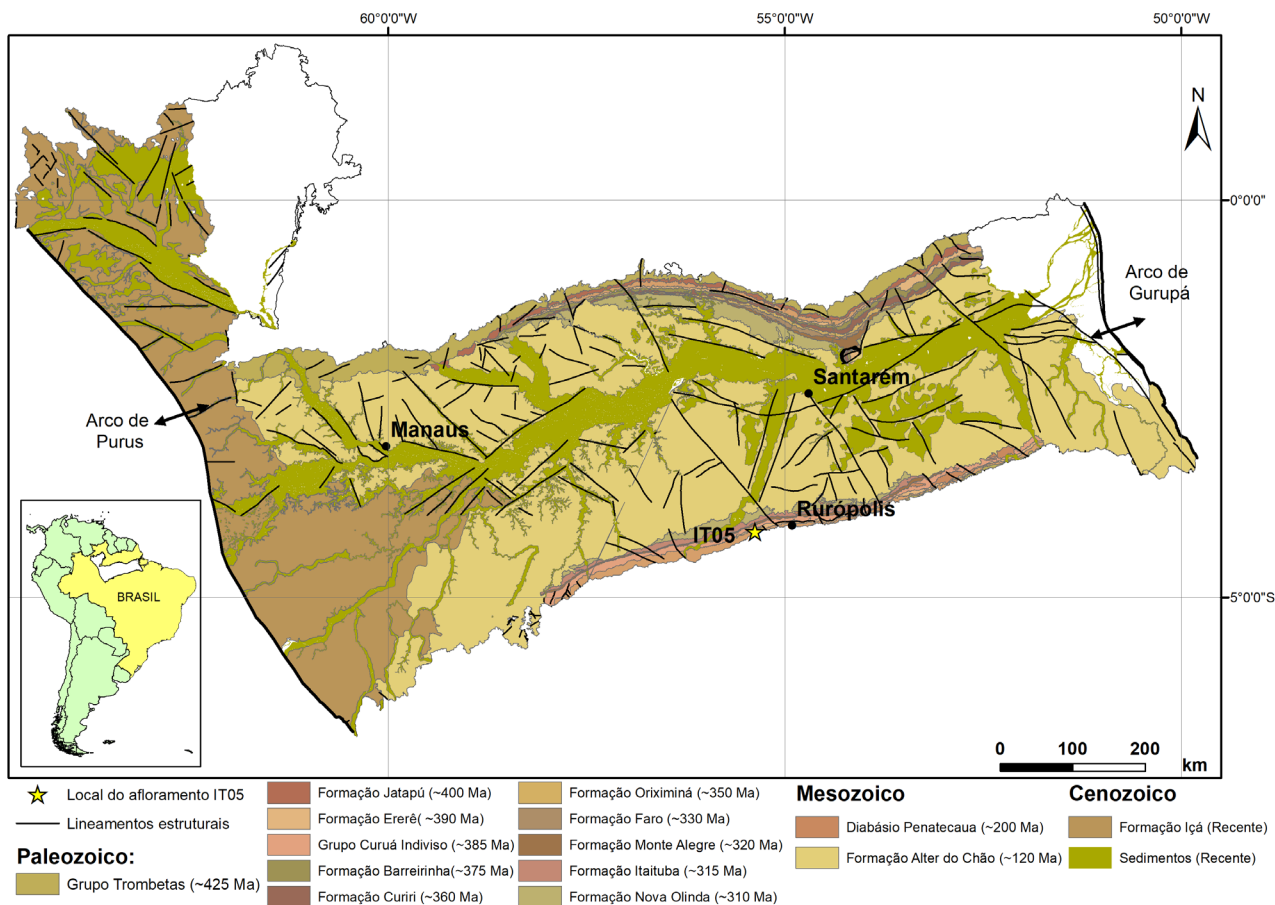
### Análises geoquímicas

As análises geoquímicas realizadas foram carbono orgânico total (COT), enxofre total (ST), pirólise *Rock-Eval*, cromatografia gasosa *whole oil* e cromatografia gasosa acoplada à espectrometria de massas (biomarcadores saturados).

A determinação dos teores de COT foi realizada em aproximadamente 1,0 g de cada amostra pulverizada e peneirada na fração 80 *mesh* (0,177 mm). As amostras foram tratadas em uma solução de ácido clorídrico aquoso (HCl) 1 mol.L<sup>-1</sup> para a remoção da fração carbonática (descarbonatação); posteriormente, foram analisadas no analisador elementar modelo LECO 628CN. Paralelamente, no módulo LECO 628S, foi realizada a determinação do teor de ST. O resíduo insolúvel (RI; fração inorgânica) foi calculado pela subtração do peso das amostras antes e depois da descarbonatação.

Na pirólise *Rock-Eval*, cerca de 100 mg de cada amostra pulverizada e peneirada a 80 *mesh* foi encapsulada e analisada no equipamento *Rock-Eval* 6. No equipamento, uma alíquota é submetida a temperaturas entre 100 e 850°C (Lafargue et al., 1998), a uma taxa de aquecimento de 25°C por minuto. Um detector de ionização de chama (DIC) gera um pirograma com os parâmetros S1, S2, S3 e T<sub>máx</sub>. Após isso, são calculados os índices de hidrogênio (IH) e oxigênio (IO) (Espitalié et al., 1977).

Para obtenção da fração orgânica solúvel das amostras para as análises por cromatografia gasosa *whole oil* e



Fonte: adaptado de CPRM (2006).

**Figura 2.** Mapa geológico da Bacia do Amazonas com a localização do afloramento (IT05) onde as amostras foram coletadas, principais localidades e unidades litoestratigráficas.

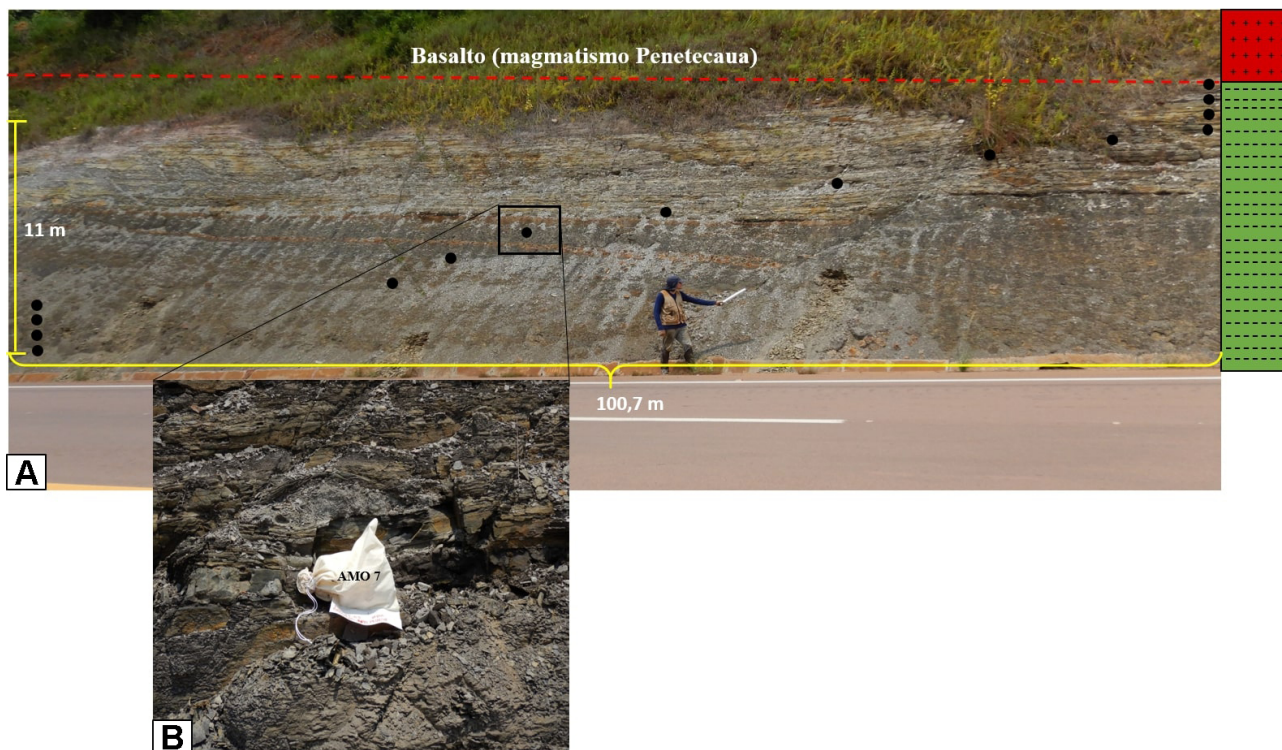
biomarcadores saturados, foi usado o método de extração acelerada por solvente (EAS), que aumenta simultaneamente a temperatura e a pressão para obter mais rapidez e eficiência no processo de extração (15 minutos, 150°C, 1.500 psi). O procedimento consiste em colocar uma alíquota de cerca de 40 g de cada amostra pulverizada a 80 mesh juntamente com 20% de terra diatomácea em células extratoras metálicas no aparelho Dionex ASE 350. O betume extraído de cada amostra foi filtrado com auxílio de um funil com algodão e sulfato de cálcio calcinado para retirada das impurezas. Após isso, eles foram concentrados a partir da evaporação do solvente diclorometano (DCM) em rotoevaporador e transferidos para frascos de 2 mL, onde foram avolumados com solvente DCM e depois injetados no cromatógrafo a gás com detector de ionização de chama (CG/DIC), marca Agilent, modelo 7890B, para detecção dos hidrocarbonetos totais de petróleo (HTPs) em *whole oil*.

Posteriormente, foi realizada a cromatografia líquida, que consiste em adicionar aproximadamente 20 mg de cada amostra diluída em n-hexano na coluna de vidro preenchida com sílica gel, e adicionar 30 mL de n-hexano para separação da fração dos saturados, que foi coletada com uso de um balão previamente identificado, que seguiu para o rotoevaporador para evaporação do solvente. Por fim, foi transferida para frascos e analisada por cromatografia gasosa com detector de espectrometria de massas (CG/EM), marca Agilent, modelo 7820A.

### Análises palinológicas

O isolamento do querogênio para a montagem de lâminas organopalinológicas foi feito segundo a metodologia adaptada de Tyson (1995). Para isso, as amostras foram trituradas e peneiradas em malhas de 1–2,8 cm. Em seguida realizou-se uma série de ataques ácidos com ácido clorídrico (32%) e





**Figura 3.** Fotografia do afloramento IT05 na BR-230. (A) Fotografia do afloramento em contato com a intrusiva (basalto), com escala horizontal e vertical, e pontos indicando aproximadamente os locais de coleta das amostras ao longo do afloramento, onde o ponto inferior esquerdo é a amostra da base e o ponto superior esquerdo é a amostra do topo; (B) destaque do local de coleta da Amostra 7 acondicionada em saco de algodão.

fluorídrico (40%) para a remoção dos carbonatos e silicatos, respectivamente. A separação do querogênio foi realizada com a utilização de um líquido pesado (cloreto de zinco) e, então, o querogênio isolado foi depositado em lâminas delgadas de vidro fixadas em Entellan e seladas com lamínula.

A avaliação visual da matéria orgânica particulada (querogênio) das lâminas foi realizada por técnica de microscopia, utilizando luz branca transmitida e luz incidente (fluorescência), com auxílio de um microscópio Zeiss modelo A2m, com lâmpada halogênica de 100 w (12V) e de mercúrio, com aumentos de 10, 20, 50 e 100x acoplados a um computador. As fotomicrografias foram obtidas, com o auxílio de uma câmera digital AxioCam MRc acoplada ao microscópio (Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho et al., 2010).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Carbono orgânico total, resíduo insolúvel, enxofre total e pirólise rock-eval

Os valores de COT, RI, ST e os parâmetros da pirólise *Rock-Eval* ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $T_{máx}$ , IH e IO) estão exibidos na Tabela 1.

Os teores de COT variam entre 0,04 e 2,06%, o que denota que houve mudança ao longo do afloramento no que tange as condições de produção e preservação da matéria orgânica. Esses valores permitem classificar o potencial de geração das amostras de baixo a muito alto, de acordo com as faixas classificatórias definidas por Peters e Cassa (1994) (Figura 4).

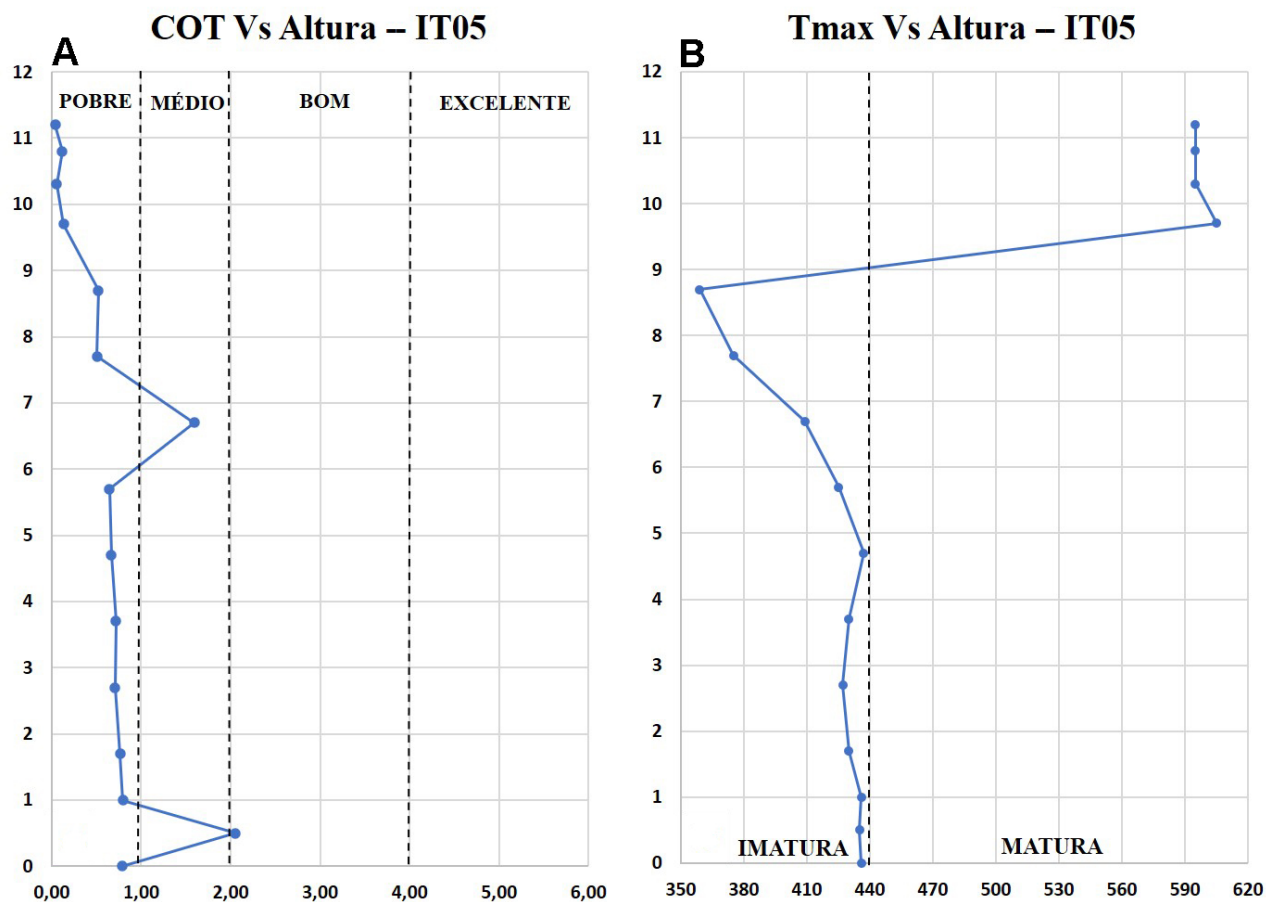
Os valores de RI são superiores a 99%, tendo uma variação quase nula entre as amostras em estudo, indicando que não houve mudanças expressivas no ambiente deposicional com relação à fonte de sedimentos no tempo de formação das rochas em questão, denotando sedimentação predominantemente siliciclástica.

Os baixos valores de  $S_1$  (< 0,5 mg HC/g rocha) demonstram que houve pouca geração natural de hidrocarbonetos, ou que estes migraram devido ao efeito da maturação térmica nessas rochas pela presença da intrusiva ígnea em contato com a parte superior do afloramento. As amostras de 7–11, possuem valores de  $S_1$  relativamente maiores, que podem sugerir acumulação de hidrocarbonetos naquela posição (Peters e Cassa, 1994).

Os teores de  $S_2$  variam entre 0,04 e 3,00 mg HC/g rocha, que indica pobre a moderado potencial de geração de

**Tabela 1.** Resultados das análises de COT, resíduo insolúvel, Enxofre total e pirólise *Rock-Eval* das amostras do afloramento IT05 da Formação Barreirinha, Bacia do Amazonas.

Amostra	Altura (m)	COT (%)	RI (%)	ST (%)	S1 (mg HC/g rocha)	S2 (mg HC/g rocha)	S3 (mg HC/g rocha)	Tmáx (°C)	IH	IO
15	11,2	0,04	100,0	0,05	0,01	0,04	0,04	595	13	13
14	10,8	0,12	100,0	0,05	0,02	0,08	0,04	595	18	9
13	10,3	0,06	100,0	0,08	0,01	0,04	0,02	595	11	5
12	9,7	0,13	100,0	0,05	0,02	0,07	0,06	605	16	14
11	8,7	0,52	100,0	0,32	0,02	0,08	0,10	359	10	12
10	7,7	0,51	100,0	0,37	0,10	0,11	0,06	375	14	8
9	6,7	1,59	100,0	0,44	0,26	0,36	0,15	409	45	19
8	5,7	0,64	100,0	0,35	0,24	0,77	0,21	425	86	23
7	4,7	0,67	99,8	2,13	0,25	1,27	0,04	437	148	5
6	3,7	0,72	100,0	0,35	0,08	1,34	0,12	430	133	12
5	2,7	0,71	100,0	0,48	0,06	0,99	0,22	427	106	24
4	1,7	0,76	99,9	0,75	0,05	1,63	0,09	430	160	9
3	1,0	0,79	100,0	4,31	0,04	3,00	0,03	436	275	3
2	0,5	2,06	99,8	1,94	0,05	2,22	0,34	435	213	33
1	0,0	0,79	100,0	3,26	0,05	2,85	0,06	436	261	6



Fonte: baseada em parâmetros geoquímicos de Peters e Cassa (1994).

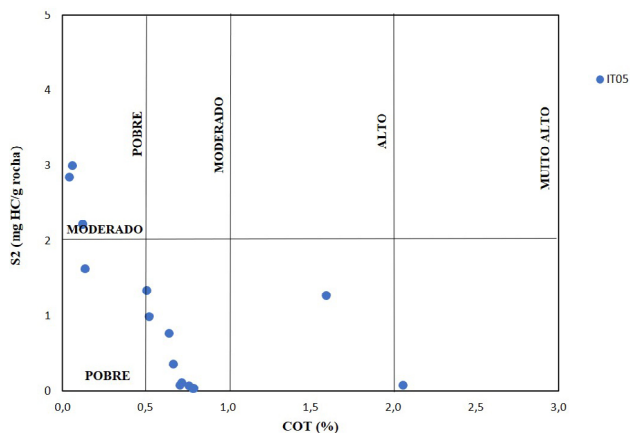
**Figura 4.** (A) Diagrama de classificação dos valores de COT ao longo da estratigrafia do afloramento. (B) Diagrama de classificação da maturidade termal das amostras ao longo da estratigrafia do afloramento.

hidrocarbonetos, de acordo com a classificação de Peters e Cassa (1994) (Figura 5). Os valores de COT e  $S_2$  residuais, exibidos pelas amostras do topo (10–15) do afloramento, estão relacionados ao alto grau de evolução térmica causado pela intrusiva básica que ocorre em contato com o topo do afloramento (Cerqueira e Santos Neto, 1986; Araújo et al., 2000). O efeito do calor proveniente de corpos intrusivos provoca a transformação da matéria orgânica em hidrocarbonetos através do craqueamento térmico, reduzindo os valores de COT em relação a quantidade de carbono orgânico original (Lisboa, 2006).

Os valores de  $T_{m\acute{a}x}$  sugerem imaturidade termal para a maioria das amostras (< 440°C), exceto as amostras 12–15, que se encontram senis (> 470°C), segundo classificação estabelecida por Tissot e Welte (1984). A variação no estágio de maturação está relacionada com a proximidade da intrusiva no topo do afloramento, o que provocou aquecimento e transformação da matéria orgânica em hidrocarbonetos, que podem ter sido expulsos daquele local, conforme sugerido para os valores de  $S_1$  dessas amostras.

A correlação dos IH e IO possibilita a avaliação qualitativa da matéria orgânica presente nas amostras através do diagrama do tipo Van Krevelen (Figura 6). O querogênio é classificado como do tipo II e III, exceto nas amostras do topo (9–15) do afloramento que são do tipo IV (matéria orgânica degradada), que pode estar associado a degradação termal ou oxidação no paleoambiente deposicional.

Os teores de enxofre variam de 0,05 – 4,31%, propondo uma deposição da matéria orgânica sob condições redutoras (> 0,05%) (Bernier, 1984). Os valores de enxofre, quando relacionados aos teores de COT, indicam que a maioria das amostras foram depositadas em ambiente marinho, com algumas delas chegando a sugerir um ambiente euxínico (Figura 7), uma vez que a concentração de sulfato é muito maior em água do mar (28 mM) em comparação com água

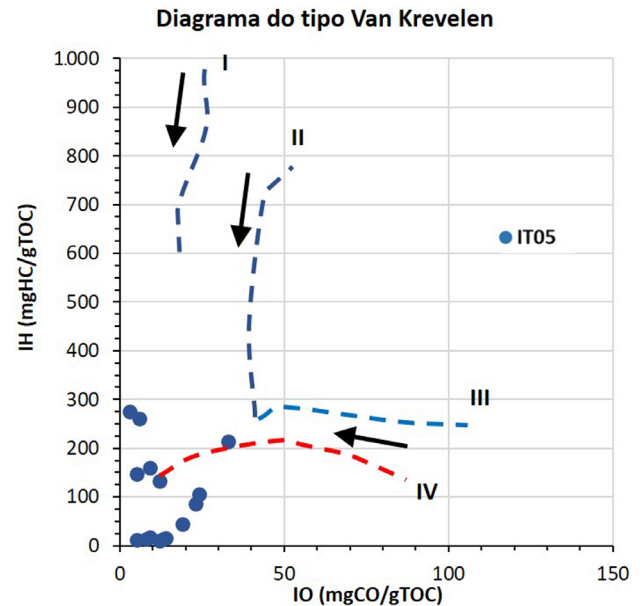


**Figura 5.** Classificação do potencial para geração de hidrocarbonetos em função da relação  $S_2 \times COT$ .

doce (entre ~10 a 500  $\mu M$ ), visto que a deposição de enxofre é controlada pelas taxas de redução e reoxidação de sulfato (Holmer e Storkholm, 2001).

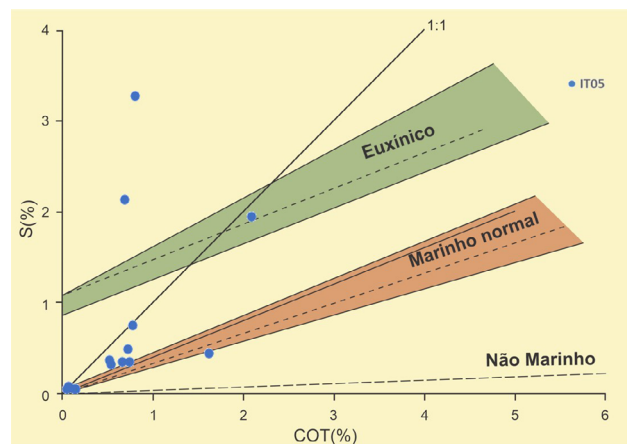
### Avaliação organopalinológica

Os componentes orgânicos das amostras da base do afloramento (1–11) exibem cor castanha a marrom e com intensa



Fonte: baseada em parâmetros de Espitalié et al. (1985).

**Figura 6.** Diagrama do tipo Van Krevelen com distribuição das amostras classificando os principais tipos de matéria orgânica do querogênio.



Fonte: modificado de Makled et al. (2018), Bernier e Raiswell (1983), Leventhal (1983a, 1983b, 1983c) e Arthur e Sageman (1994).

**Figura 7.** Classificação do ambiente deposicional em função da relação  $COT \times S$  das amostras estudadas.



fluorescência para os palinomorfos marinhos (acritarcas e prasinofitas). Por outro lado, as amostras da porção superior do afloramento (12–15) apresentavam coloração preta e ausência de fluorescência, corroborando os dados de geoquímica orgânica que aduz o efeito das intrusivas ígneas nessas amostras, como representado na Figura 8.

### Alcanos de cadeia linear e isoprenóides

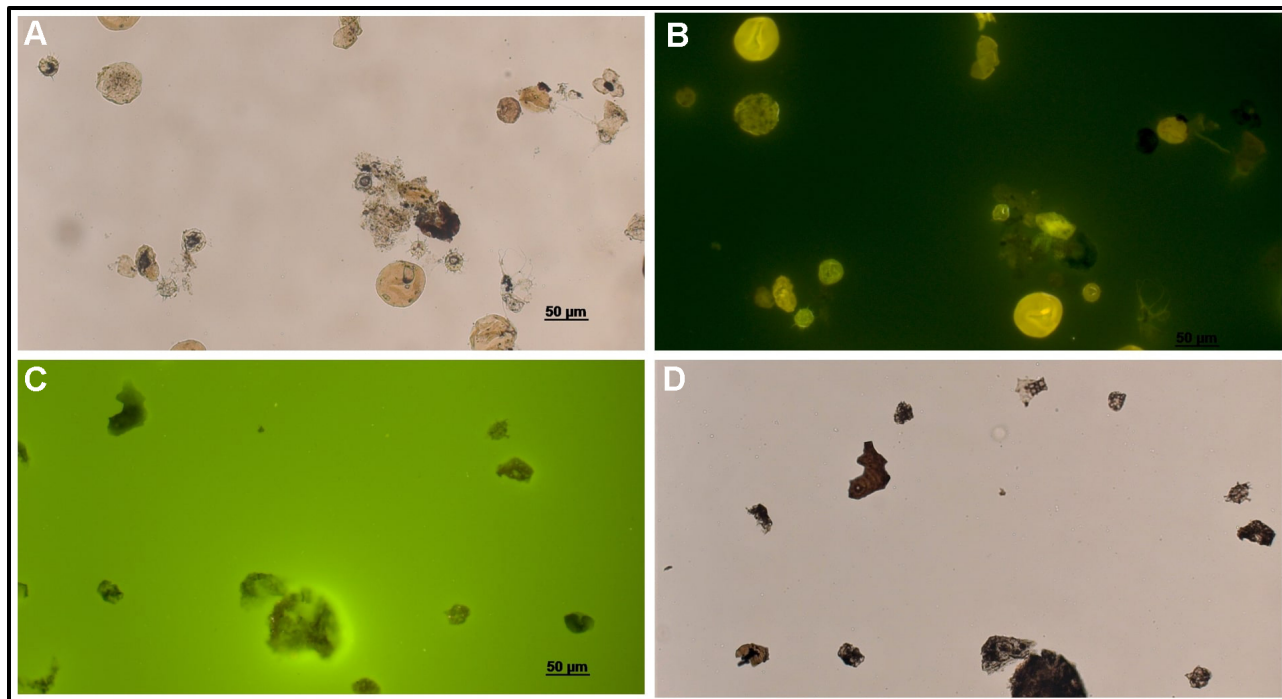
A *fingerprint* das amostras possibilitou a análise dos picos dos alcanos de cadeia linear e isoprenóides, e o cálculo do índice preferencial de carbono (IPC), razão aquático-terrestre (RAT), razão dos isoprenóides Pristano/Fitano (P/F) e as razões Pristano e Fitano/n-alcanos ( $P/nC_{17}$  e  $F/nC_{18}$ ), como mostrado na Tabela 2. A amostra 1 não obteve extrato suficiente para a análise e as amostras de 12–15 possivelmente não refletiram as condições de deposição, por conta da proximidade com a rocha intrusiva básica.

O IPC exibiu valores entre 0,99 e 2,04, que indicam ora predominância de n-alcanos ímpares, ora predominância de n-alcanos pares, indicativo de um ambiente marinho com contribuição terrestre (Peters e Moldowan, 1993).

Com relação à RAT, a maioria das amostras (1–13) apresentaram alta abundância de n-parafinas de baixo

peso molecular, com picos altos em  $n-C_{15}$ ,  $n-C_{17}$  e  $n-C_{19}$ , e, portanto, geraram valores consideravelmente abaixo de 1 para essa razão, o que indica aporte de matéria orgânica algálica. Já as amostras 14 e 15 exibiram abundância dos compostos  $n-C_{27}$ ,  $n-C_{29}$  e  $n-C_{31}$ , indicando possível aporte de matéria orgânica terrestre no ambiente, exibindo valores de RAT maiores que 1 (Moldowan et al., 1985; Peters et al., 2005; Martins et al., 2020). Entretanto, os resultados do topo do afloramento não são confiáveis por conta do calor gerado nesse ambiente pela intrusão ígnea, devido ao fato da razão RAT ser sensível à evolução térmica, uma vez que os n-alcanos de menor peso molecular são mais facilmente degradados nessas condições (Peters et al., 2005; Martins et al., 2020).

A maioria dos valores de Pristano/Fitano variam na faixa de 2–4, definida por Killops e Frewin (1994), como indicativos de ambientes subóxicos. As amostras do topo do afloramento (12–15) apresentaram valores não confiáveis, devido à alta temperatura proveniente das intrusivas ígneas, possivelmente propiciando a degradação térmica dos extratos. Todas as amostras desse afloramento exibem valores muito menores que 1 para pelo menos uma das razões Pristano/ $nC_{17}$  e Fitano/ $nC_{18}$ , o que sugere alta maturidade termal para todos os extratos.



**Figura 8.** Fotomicrografias de lâminas. (A) Fotomicrografia da lâmina da amostra 1 indicando a matéria orgânica imatura com coloração clara. (B) Fotomicrografia da lâmina da amostra 1 indicando a matéria orgânica imatura em fluorescência. (C) Fotomicrografia da lâmina da amostra 12 mostrando a matéria orgânica escurecida devido a maturação térmica em fluorescência. (D) Fotomicrografia da lâmina da amostra 12 mostrando a matéria orgânica escurecida devido a maturação térmica.

## Biomarcadores saturados

A distribuição e abundância relativa dos terpanos pentacíclicos e tricíclicos, dos esteranos, dos diasteranos, e dos poliprenóides tetracíclicos foi feita através da análise dos cromatogramas de m/z 191, m/z 217 e m/z 259, respectivamente.

**Tabela 2.** Resultados obtidos para as razões do Índice preferencial de Carbono ( $IPC=2(nC_{23}+nC_{25}+nC_{27}+nC_{29}/[nC_{22}+2(nC_{24}+nC_{26}+nC_{28})+nC_{30}])$ ); Razão terrestre – aquático ( $RAT = nC_{27}+nC_{29}+nC_{31}/nC_{15}+nC_{17}+nC_{19}$ ); Razão entre Pristano e Fitano ( $P/F = \text{Pristano}/\text{Fitano}$ ).

Amostra	IPC	RAT	P/F	P/n c17	F/n C18
01	-	-	-	-	-
02	1,07	0,33	3,18	0,38	0,16
03	1,10	0,35	3,05	0,34	0,14
04	1,13	0,42	2,60	0,24	0,12
05	1,07	0,38	2,29	0,17	0,09
06	1,06	0,35	2,94	0,17	0,07
07	1,05	0,45	2,31	0,13	0,06
08	1,04	0,33	2,98	0,10	0,04
09	1,04	0,28	1,56	0,05	0,03
10	1,01	0,22	1,60	0,03	0,02
11	0,99	0,08	7,10	0,09	0,02
12	2,04	0,18	n/a	n/a	n/a
13	1,64	0,27	n/a	n/a	n/a
14	1,21	1,16	n/a	n/a	n/a
15	1,18	2,80	n/a	n/a	n/a

–: não analisada; n/a: composto não identificado.

As principais razões indicativas do paleoambiente deposicional e maturação térmica calculadas estão indicadas na Tabela 3.

### Maturidade termal

Os isômeros hopanóides  $C_{27}$ , Ts ( $18\alpha$  (H) – trinorneohopano) e Tm ( $17\alpha$  (H) – trinorhopano) quando relacionados exibem um valor entre 0,03 e 0,09 para as amostras da base do afloramento (1–10) indicativo de baixa maturidade termal (Martins et al., 2020). As amostras do topo (11–15) exibem resultados similares às amostras da base, sugerindo imaturidade para a geração de hidrocarbonetos, o que está em desacordo com os outros índices de maturidade estudados. Esse fato possivelmente está correlacionado com a degradação termal dos compostos pelo efeito do contato com a intrusiva ou algum outro composto pode ter sido coeluído com o Tm, tornando essa relação não confiável para as medições da evolução térmica dessas amostras (Martins et al., 2020).

A isomerização  $C_{20}$  nos esteranos  $C_{29}$   $5\alpha$  (H),  $14\alpha$  (H),  $17\alpha$  (H) - 20S / (20S + 20R), que é convertida de sua configuração biológica 20R para 20S com o avanço da maturidade (Seifert e Moldowan, 1986). Foram obtidos valores entre 0,35 e 0,51 que indicam imaturidade (amostras 1–4) até janela de geração de óleo (amostras de 5–15), uma vez que, segundo Peters et al. (2005), quando a maturação térmica aumenta é produzido um aumento da razão de zero para aproximadamente 0,5 com valor de equilíbrio entre 0,52 e 0,55.

Os valores das relações  $C_{29}$   $\alpha\beta\beta/(\alpha\beta\beta + \alpha\alpha\alpha)$  dependem das alterações na configuração biológica de  $\alpha\alpha$  para  $\beta\beta$

**Tabela 3.** Razões dos biomarcadores saturados; %27 = esteranos [ $C_{27} / (C_{27}+C_{28}+C_{29})$ ] x 100; %28 = esteranos [ $C_{28} / (C_{27}+C_{28}+C_{29})$ ] x 100; %29 = esteranos [ $C_{29} / (C_{27}+C_{28}+C_{29})$ ] x 100; GAM/H<sub>30</sub> = Gamacereno/Total de Hopanos; HOP/EST = Hopanos/esteranos; Ts/(Ts+Tm) = hopanóides ( $C_{27}$  Ts/( $C_{27}$  Ts+ $C_{27}$  Tm); C<sub>32</sub> = Hopanos C<sub>32</sub>; TTP/(TTP+DIA) = poliprenóides tetracíclicos / (poliprenóides tetracíclicos + diasteranos); C<sub>29</sub> = Esteranos C<sub>29</sub>.

Amostra	27%	28%	29%	GAM/ H30	HOP/ EST	TS/ (TS+TM)	TPP/ (TTP+DIA)	C32S/ C32	C29 (20S/ 20S+20R)	C29 ( $\alpha\beta\beta/\alpha\beta\beta+\alpha\alpha\alpha$ )
1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	36,43	9,03	54,54	0,07	3,12	0,05	0,32	0,57	0,35	0,34
3	37,30	7,38	55,32	0,07	3,31	0,07	0,32	0,56	0,37	0,36
4	40,37	7,45	52,18	0,07	4,34	0,03	0,38	0,57	0,38	0,35
5	35,37	14,55	50,08	0,07	7,61	0,04	0,44	0,55	0,48	0,40
6	34,26	18,73	47,01	0,07	8,55	0,04	0,50	0,54	0,51	0,42
7	31,78	21,15	47,08	0,06	7,00	0,03	0,43	0,57	0,47	0,52
8	48,90	10,53	40,57	0,05	4,30	0,09	0,53	0,57	0,48	0,40
9	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
10	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
11	51,24	0,00	48,76	0,17	5,06	0,04	0,45	0,25	0,48	0,18
12	52,04	1,83	46,13	0,15	2,27	0,04	0,53	0,58	0,44	0,38
13	52,36	0,87	46,78	0,21	1,50	0,08	0,59	0,57	0,41	0,33
14	44,86	1,07	54,07	0,18	2,69	0,05	0,61	0,57	0,42	0,37
15	57,90	0,91	41,18	0,24	1,18	0,08	0,63	0,57	0,45	0,34

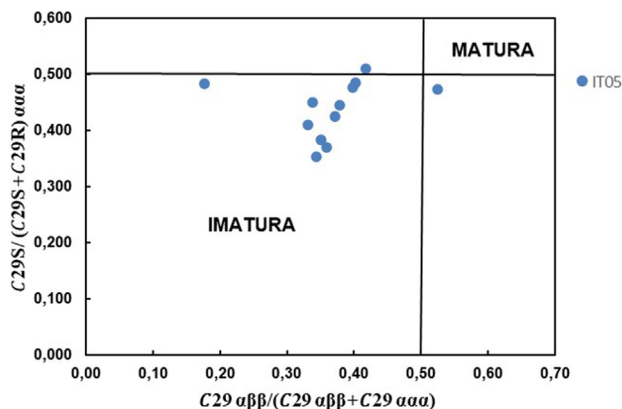
com o aumento da maturidade térmica, que varia de valores próximos a zero até valores próximos a 0,7 (Seifert e Moldowan, 1986; Van Aarssen et al., 1999). Nas amostras em estudo, os valores obtidos para esta razão foram entre 0,18 e 0,52, indicando assim, uma variação na maturação térmica ao longo do afloramento (Figura 9).

Vale salientar que os valores das razões indicativas de maturação termal para as amostras próximas ao topo do afloramento podem não estar refletindo a verdadeira maturidade dos extratos da fração orgânica solúvel, devido à geração e expulsão dos hidrocarbonetos gerados pelo calor da intrusiva. Isso possivelmente ocorreu a partir da zona próxima à rocha intrusiva (topo do afloramento), onde a maturação térmica foi capaz de gerar óleo muito leve (sem ou com pouquíssimos biomarcadores) e gás.

*Paleoambiente deposicional*

A razão hopano/esterano é utilizada para determinar o paleoambiente deposicional das rochas geradoras, bem como as contribuições da matéria orgânica procariótica (bacteriana) versus eucariótica (algas e plantas superiores). Quando essa razão apresenta valores menores que 4 é indicativo de um ambiente deposicional marinho, e valores acima de 4 indicam um paleoambiente transicional com contribuição de matéria orgânica terrestre ou lacustre (Peters et al., 2005). Essa razão ao longo do afloramento em estudo apresentou valores variando de 1,18–8,55, indicando uma variação de paleoambiente deposicional marinho mais distal para mais proximal (maior contribuição de matéria orgânica terrestre) e refletindo possivelmente as oscilações do nível do mar durante o Devoniano Superior.

O gamacerano é indicativo de salinidade no paleoambiente deposicional ou pode refletir a eficiência na estratificação da coluna de água. Assim, quanto mais salino o meio ambiente,

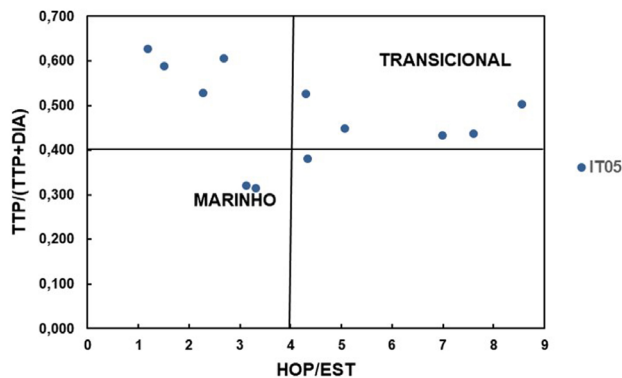


**Figura 9.** Gráfico de dispersão das razões  $C_{29} \alpha\beta\beta / (C_{29} \alpha\beta\beta + C_{29} \alpha\alpha\alpha)$  Vs  $C_{29}S / (C_{29}S + C_{29}R)$ , indicando a maturidade termal.

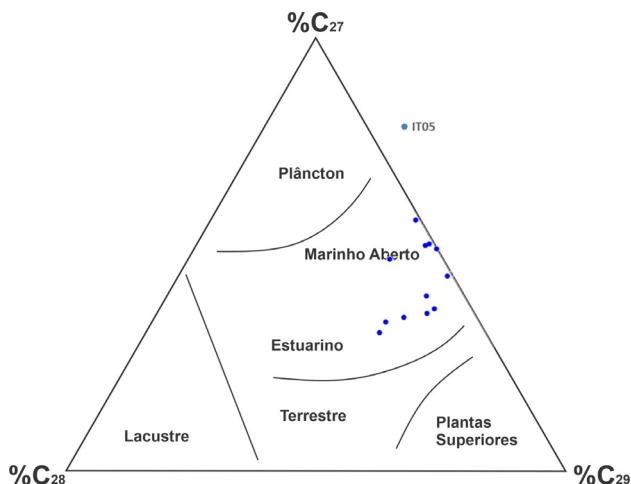
maior a razão gamacerano/(gamacerano +  $C_{30}$  hopano) (Song et al., 2014). As razões gamacerano/hopano exibiram valores baixos (0,05–0,24), indicando salinidade marinha normal (Mello et al., 1988a, 1988b; Peters et al., 2005).

A razão TTP/(TTP + DIA) é usada para reconhecer a entrada de matéria orgânica terrestre (plantas superiores) em rochas de origem lacustre, deltaica e marinha/não-marinha (Holba et al., 2000, 2003). Os valores dessa razão apresentaram um aumento gradual da base para o topo, variando entre 0,32 e 0,63, o que é indicativo de uma variação no paleoambiente deposicional devido às oscilações do nível do mar, com deposição de matéria orgânica predominantemente marinha (< 0,4) nas amostras da base (1–4; mais distal) e com aporte de material continental (> 0,4; mais proximal) nas demais amostras (Holba et al., 2003; Figura 10).

O diagrama ternário (Figura 11) com as porcentagens dos esteranos regulares  $C_{27}$ ,  $C_{28}$  e  $C_{29}$  também sugere um



**Figura 10.** Gráfico de dispersão das razões TTP / (TTP+DIA) Vs HOP/EST, indicando o paleoambiente deposicional.



**Figura 11.** Diagrama Ternário dos esteranos regulares  $C_{27}$ ,  $C_{28}$  e  $C_{29}$  com principais ambientes deposicionais associados.

paleoambiente deposicional variando de marinho aberto, com deposição de matéria orgânica predominante marinha, até estuarino, com deposição de matéria orgânica marinha e continental (Huang e Meinschein, 1979; Peters e Moldowan, 1993; Peters et al., 2005). Esse diagrama ternário corrobora a interpretação do ambiente marinho com influência terrestre, devido às possíveis oscilações do nível do mar nesse ambiente (Philp e Gilbert, 1986).

## CONCLUSÕES

As amostras da Formação Barreirinha coletadas no afloramento IT05 exibiram teores de COT predominantemente médios, tornando-se residuais para as amostras do topo do afloramento, que podem estar relacionadas ao craqueamento térmico da matéria orgânica devido à presença da intrusiva ígnea básica. Os altos valores de RI sugerem uma deposição predominantemente siliciclástica. Os teores de enxofre indicam deposição da matéria orgânica sob condições redutoras, e juntamente com os teores de COT indicam que essas rochas foram depositadas em ambiente marinho.

Os baixos valores de  $S_1$  indicam pouca quantidade de hidrocarbonetos livres nas amostras, sugerindo pouca geração de hidrocarbonetos líquidos ou que estes migraram devido ao efeito da maturação térmica nessas rochas. A relação do COT e  $S_2$ , juntamente com IO e IH permitem caracterizar o querogênio como dos tipos II e III com médio potencial gerador de hidrocarbonetos, com exceção das amostras mais próximas ao contato do topo do afloramento com a intrusiva ígnea básica, que exibem querogênio do tipo IV, ou seja, residual, e sem potencial para geração de hidrocarbonetos.

Os valores de  $T_{máx}$  da pirólise *Rock-Eval* e a cor exibida pelo querogênio das amostras demonstram que quase todas as elas estão imaturas, exceto as amostras 12–15, que se encontram na zona senil de geração de hidrocarbonetos devido ao calor da rocha ígnea intrusiva. As razões  $C_{27} T_S / (C_{27} T_S + C_{27} T_m)$ ,  $C_{29} S / (C_{29} S + C_{29} R)$   $\alpha\alpha\alpha$  e  $C_{29} \alpha\beta\beta / (C_{29} \alpha\beta\beta + C_{29} \alpha\alpha\alpha)$  indicam variação da maturidade termal em diferentes porções do afloramento, demonstrando que o contato da intrusiva ígnea com o topo do afloramento pode ter acarretado geração e expulsão de hidrocarbonetos em forma de óleo ou gás, ou degradação térmica de alguns biomarcadores.

Com base nos valores de RAT, IPC, Pristano/Fitano, enxofre, Gamacerano/(Gamacerano + Hopano), Hopanos/esteranos, TTP/(TTP + DIA) e porcentagens relativas dos esteranos  $C_{27}$ ,  $C_{28}$  e  $C_{29}$ , pode-se inferir que a deposição sedimentar na Formação Barreirinha ocorreu em um ambiente marinho sub-óxico com contribuição de componentes continentais, devido às oscilações do nível do mar (transgressões e regressões marinhas) no Devoniano Superior.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio da Shell Brasil por meio do Projeto Pesquisa de Sistemas Petrolíferos de Bacias Sedimentares Brasileiras desenvolvido na Universidade Federal da Bahia (UFBA) e a importância estratégica do apoio prestado pela ANP através do compromisso de investimentos com Pesquisa e Desenvolvimento, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES, Brasília, Brasil) — código de financiamento 001.

## REFERÊNCIAS

- Araújo, L. M., Trigüis, J. A., Cerqueira, J. R. S., Freitas, L. C. (2000). The atypical Permian petroleum system of the Paraná Basin, Brazil. In: M. R. Mello, B. J. Katz. *Petroleum systems of South Atlantic margins* (<https://doi.org/10.1306/M73705>). *AAPG Memoir*, 73, 377-402. <https://doi.org/10.1306/M73705C26>
- Arthur, M. A., Sageman, B. B. (1994). Marine Black Shales: Depositional Mechanisms and Environments of Ancient Deposits. *Annual Review Earth Planet Science*, 22, 499-551. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.22.050194.002435>
- Berner, R. A. (1984). Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(4), 605-615. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90089-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90089-9)
- Berner, R. A., Raiswell, R. (1983). Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(5), 855-862. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90151-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90151-5)
- Calderón, S. M. (2017). *Geoquímica orgânica da formação barreirinha, devoniano superior da bacia do amazonas, município de Rurópolis, PA: implicações paleoambientais e avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências - UFPA. Disponível em: <http://repositorio.ufpa.br:8080/jspui/handle/2011/9431>. Acesso em: 15 fev. 2021.
- Caputo, M. V. (1984). *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Tese (Doutorado). Califórnia: College of Letters and Science - UC. Disponível em: [http://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/8961/6/Tese\\_StratigraphyTectonicsPaleoclimatology.pdf](http://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/8961/6/Tese_StratigraphyTectonicsPaleoclimatology.pdf). Acesso em: 17 fev. 2021.
- Caputo, M. V. (2014). *Bacia do Amazonas: estratigrafia, tectônica e magmatismo*. 51 p. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/311193310>. Acesso em: 12 fev. 2021.



- Caputo, M. V., Marques, L. F. S. P., Carvalho, L. C. A. (1983). *Desenvolvimento Tectônico das Bacias do Amazonas e do Parnaíba*. Belém: Petrobras – Sistema de Informação de Exploração, 130-4410.
- Caputo, M. V., Soares, E. A. A. (2016). Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2), 301-328. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160066>
- Cerqueira, J. R., Santos Neto, E. V. (1986). Papel das intrusões de diabásio no processo de geração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. *III Congresso Brasileiro de Petróleo, Óleo e gás: Cruzando novas fronteiras*, 73, 1-15. Rio de Janeiro: IPB.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). (2006). GeoSGB – Dados, informações e produtos do serviço geológico do Brasil. Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/>. Acesso em: 21 jun. 2021.
- Costa, J., Vasconcellos, E. M. G., Barros, C. E. M., Cury, L. F., Juk, K. F. V. (2012). Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, diabásio Penatecaua, PA. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(4), 754-771. <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000400008>
- Cunha, P. R. C. (2000). *Análise estratigráfica dos sedimentos Eo/Mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de seqüências no interior cratônico*. Dissertação (Mestrado). Rio Grande do Sul: Faculdade de Geologia – UFRGS. Disponível em: <https://lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/2657/000323981.pdf?sequence=1&isAllowed=y>. Acesso em: 17 fev. 2021.
- Cunha, P. R. C., Gonzaga, F. G., Coutinho, L. F. C., Feijó, F. J. (1994). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 47-55.
- Cunha, P. R. C., Melo, J. M., Silva, O. (2007). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 227-251.
- Davies, J. H. F. L., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Ernesto, M., Shallegger, U. (2017). End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. *Nature Communications*, 8, 1-8. <https://doi.org/10.1038/ncomms15596>
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications - première/deuxième partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 40(5), 563-579. <https://doi.org/10.2516/ogst:1985035>
- Espitalié, J., Laporte, J. L., Madec, M., Marquis, F., Lepat, P., Paulet, J., Boutefeu, A. (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mère, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 32(1), 23-42. <https://doi.org/10.2516/ogst:1977002>
- Ferreira, A., Rigueti, A., Bastos, Gabriel. (2015). *Bacia do Amazonas*. Manaus: Superintendência de Definição de Blocos SDB - ANP, 13. Disponível em: [http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round\\_13/areas\\_oferecidas\\_r13/Sumarios\\_Geologicos/Sumario\\_Geologico\\_Bacia\\_Amazonas\\_R13.pdf](http://rodadas.anp.gov.br/arquivos/Round_13/areas_oferecidas_r13/Sumarios_Geologicos/Sumario_Geologico_Bacia_Amazonas_R13.pdf). Acesso em: 17 fev. 2021.
- Figueira, I. F. R., Salamuni, E., Mancini, F. (2012). Deformação rúptil em rochas do magmatismo Penatecaua no domo de Monte Alegre (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, 42(4), 772-784. <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000400009>
- Garcia, P. H. (2014). *Geoquímica orgânica das Formações Ererê, Barreirinha e Curiri (meso e neo devoniano) em dois poços na porção oeste da Bacia do Amazonas*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Universidade Estadual do Rio de Janeiro.
- Gonzaga, F. G., Gonçalves, F. T. T., Coutinho, L. F. C. (2000). Petroleum Geology of the Amazon Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: M. R. Melo, B. J. Katz (Ed.). *Petroleum Systems of South Atlantic Margins. AAPG Memoir 73*, p. 159-178.
- Holba, A. G., Dzou, L. I., Wood, G. D., Ellis, L., Adam, P., Schaeffer, P., Albrecht, P., Greene, T., Hughes, W. B. (2003). Application of tetracyclic polyprenoids as indicators of input from fresh-brackish water environments. *Organic Geochemistry*, 34(3), 441-469. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00193-6](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00193-6)
- Holba, A. G., Tegelaar, E., Ellis, L., Singletary, M. S., Albrecht, P. (2000). Tetracyclic polyprenoids: Indicators of freshwater (lacustrine) algal input. *Geology*, 28(3), 251-254. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<251:TPIOFL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<251:TPIOFL>2.0.CO;2)
- Holmer, M., Storkholm, P. (2001). Sulphate reduction and sulphur cycling in lake sediments: a review. *Freshwater Biology*, 46(4), 431-451. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.2001.00687.x>

- Huang, W. Y., Meinschein, W. G. (1979). Sterols as ecological indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(5), 739-745.
- Killops, S. D., Frewin, N. L. (1994). Triterpenoid diagenesis and cuticular preservation. *Organic Geochemistry*, 21(12), 1193-1209. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(94\)90163-5](https://doi.org/10.1016/0146-6380(94)90163-5)
- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D. (1998). Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 53(4), 421-437. <https://doi.org/10.2516/ogst:1998036>
- Leventhal, J. (1983a). Interpretation of C and S relationships in Black Sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(1), 133-137. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90097-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90097-2)
- Leventhal, J. (1983b). Organic carbon, sulfur and iron relationships in ancient shales as indicators of environment of deposition. *EoS*, 64(45), 739.
- Leventhal, J. (1983c). Organic carbon, sulfur and iron relationships in ancient shales as indicators of environments of deposition. *U.S. Geological Survey Circular*, 822, 34-36.
- Lisboa, A. C. (2006). *Caracterização Geoquímica Orgânica dos Folhelhos neo-Permianos da Formação Irati-Borda da Bacia do Paraná, São Paulo*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Loboziak, S., Melo, J. H. G., Matsuda, N. S., Quadros, L. P. (1997). Miospore biostratigraphy of the type Barreirinha Formation (Curuá Group, Upper Devonian) in the Tapajós River area, Amazon Basin, North Brazil. *Bulletin du Centre de Recherches*, 21, 187-205.
- Lopes, E. C. S., Luiz, J. G., Villas, R. N. N. (2013). Modelagem gravimétrica do domo de Monte Alegre – PA. *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia*, 473-477. Belém: SBG. Disponível em: <http://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/SGA%2013.pdf>. Acesso em: 15 fev. 2021.
- Makled, W. A., Mostafa, T. F., Mousa, D. A., Abdou, A. A. (2018). Source rock evaluation and sequence stratigraphic model based on the palynofacies and geochemical analysis of the subsurface Devonian rocks in the Western Desert, Egypt. *Marine and Petroleum Geology*, 89(Parte 3), 560-584. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.10.021>
- Martins, C. M. S., Cerqueira, J. R., Ribeiro, H. J. P. S., Garcia, K. S., Silva, N. N., Queiroz, A. F. S. (2020). Evaluation of thermal effects of intrusive rocks on the kerogen present in the black shales of Irati Formation (Permian), Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 100, 102559. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102559>
- Marzulli, A., Renne, P. R., Picirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A. (1999). Extensive 200-Million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284(5414), 616-618. <https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>
- Mello, M. R., Gaglianone, P. C., Brassell, S. C., Maxwell, J. R. (1988a). Geochemical and biological marker assessment of depositional environments using Brazilian offshore oils. *Marine and Petroleum Geology*, 5(3), 205-223. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(88\)90002-5](https://doi.org/10.1016/0264-8172(88)90002-5)
- Mello, M. R., Telnaes, N., Gaglianone, P. C., Chicarelli, M. I., Brassell, S. C., Maxwell, J. R. (1988b). Organic geochemical characterisation of depositional palaeoenvironments of source rocks and oils in Brazilian marginal basins. *Organic Geochemistry*, 13(1-3), 31-45. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90023-X](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90023-X)
- Melo, J. H. G., Loboziak, S. (2003). Devonian–Early Carboniferous biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 124(3-4), 131-202. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(02\)00184-7](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(02)00184-7)
- Mendonça Filho, J. G. (1999). *Aplicação de estudos de palinofácies e fácies Orgânica em rochas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil*. Tese (Doutorado). Rio Grande do Sul: Instituto de geociências – UFRGS.
- Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Carvalho, M. A., Sant'anna, A. J., Souza, J. T. (2010). Palinofácies. In: C. I. Souza (Ed.). *Paleontologia*, v. 2, p. 379-413. Rio de Janeiro: Interciência.
- Moldowan, J. M., Seifert, W. K., Gallegos, E. J. (1985). Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(8), 1255-1268. <http://doi.org/10.1306/AD462BC8-16F7-11D7-8645000102C1865D>
- Moreira, G. (2019). *Paleomagnetismo da formação Penatecaua da província magmática do Atlântico Central na Bacia Amazônica, Brasil*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - USP. <https://doi.org/10.11606/D.14.2019.tde-24062019-134603>
- Neves, C. A. O. (1990). Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1), 95-103.

- Peters, K. E., Cassa, M. R. (1994). Applied source rock geochemistry. In: L. B. Magoon, W. G. Dow (Eds.). *The Petroleum System – from Source to Trap*, p. 93-120. Estados Unidos: Memoirs-American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M60585C5>
- Peters, K. E., Moldowan, J. M. (1993). *The Biomarker Guide Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments*. Nova Jersey: Prentice Hall.
- Peters, K. E., Walters, C. C., Moldowan, J. M. (2005). *The biomarker guide, biomarkers and isotopes in petroleum exploration and earth history, 2*. Nova York: Cambridge University Press.
- Philp, R. P., Gilbert, T. D. (1986). Biomarker distributions in Australian oils predominantly derived from terrigenous source material. *Organic Geochemistry*, 10(1-3), 73-84. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(86\)90010-0](https://doi.org/10.1016/0146-6380(86)90010-0)
- Seifert, W. K., Moldowan, J. M. (1986). Use of biological markers in petroleum exploration. *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 24, 261-290.
- Silva, E. F., Pinto, M. B., Peregovich, B. G., Brenner, W. W. (2014). Petrologia do diabásio Penatecaua, soleira de Rurópolis, Pará, Brasil. *Comunicações Geológicas*, 101(esp. I), 213-216.
- Song, J., Littke, R., Maquil, R., Weniger, P. (2014). Organic facies variability in the Posidonia Black Shale from Luxembourg: implications for thermal maturation and depositional environment. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 410, 316-336. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.002>
- Tissot, B., Welte, D. H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence*. Heidelberg: Springer Verlag.
- Tyson, R. V. (1995). *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Londres: Chapman & Hall.
- Van Aarssen, B. G. K., Bastow, T. P., Alexander, R., Kagi, R. I. (1999). Distributions of methylated naphthalenes in crude oils: indicators of maturity, biodegradation and mixing. *Organic Geochemistry*, 30(10), 1213-1227. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(99\)00097-2](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(99)00097-2)
- Zalán, P. V. (2004). Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: V. Mantessa-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 595-613. São Paulo: Beca.