

Moisés Samuel João Bota Cacama

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DA FORMAÇÃO CUNGA (BACIA DO
KWANZA, ANGOLA) COMO RESERVATÓRIO NÃO-CONVENCIONAL:
IMPLICAÇÕES NO ARMAZENAMENTO DE DIÓXIDO DE CARBONO

Universidade Fernando Pessoa

Porto 2021

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DA FORMAÇÃO CUNGA (BACIA DO
KWANZA, ANGOLA) COMO RESERVATÓRIO NÃO-CONVENCIONAL:
IMPLICAÇÕES NO ARMAZENAMENTO DE DIÓXIDO DE CARBONO

Moisés Samuel João Bota Cacama

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DA FORMAÇÃO CUNGA (BACIA DO
KWANZA, ANGOLA) COMO RESERVATÓRIO NÃO-CONVENCIONAL:
IMPLICAÇÕES NO ARMAZENAMENTO DE DIÓXIDO DE CARBONO

Universidade Fernando Pessoa

Porto 2021

Tese apresentada à Universidade Fernando Pessoa, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Ciências da Terra, com área de Especialidade em Sistemas Petrolíferos e Problemas de Energia, sob a orientação da Prof.^a Doutora Cristina Fernanda Alves Rodrigues e coorientação da Prof.^a Doutora Maria Alzira Pimenta Dinis.

DEDICATÓRIA

“Ao meu pai Samuel João (*in memoriam*), por me ensinar que nada é mais importante do que a presença do pai na formação familiar, pessoal e profissional de um jovem, seja pelo exemplo ou motivação, o pai é o alicerce da vida...”

“À minha querida Mãe Marcelina Bota (*in memoriam*), minha rainha, minha fonte de inspiração, meu porto seguro...”

“À minha querida Irmã Julieta Marta da Marcelina Samuel (*in memoriam*), pelas boas lembranças...”

À minha Amada e Querida Filha Zoe Marcela Gomes Cacama

ÍNDICE

ABREVIATURAS E SIGLAS	VII
ÍNDICE DE FIGURAS.....	IX
ÍNDICE DE TABELAS	XIV
RESUMO.....	XVI
<i>ABSTRACT</i>.....	XIX
AGRADECIMENTOS.....	XXII
1. INTRODUÇÃO	1
2. TECNOLOGIAS DE CAPTAÇÃO, TRANSPORTE E ARMAZENAMENTO DE DIÓXIDO DE CARBONO.....	5
2.1. Captação de Dióxido de Carbono.....	7
2.2. Transporte de Dióxido de Carbono	7
2.3. Armazenamento Geológico de Dióxido de Carbono	8
3. MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR FÓSSIL	16
3.1. Matéria Orgânica Dispersa.....	17
3.2. Palinofácies	19
3.3. Cerogéneo: Composição e Natureza	22
3.4. Estágios de Maturação	26

4. ENQUADRAMENTO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO.....	30
4.1. Bacia do Kwanza.....	32
4.1.1. Evolução Tectono-Sedimentar	33
4.1.2. Contexto Estrutural	36
4.1.3. Estratigrafia	40
4.2. Sistemas Petrolíferos da Bacia do Kwanza	44
4.3. Formação Cunga	49
5. MÉTODOS E TÉCNICAS	52
5.1. Processamento Digital de Produtos de Detecção Remota	52
5.2. Trabalhos de Campo	58
5.3. Análises Laboratoriais.....	58
5.3.1. Mineralogia	58
5.3.2. Métodos de Petrologia Orgânica.....	59
5.3.3. Métodos Geoquímicos Orgânicos.....	61
5.3.3. Isotérmicas de Sorção	66
6. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	68
7. CONCLUSÕES	105
REFERÊNCIAS	109
ANEXO A	132
ANEXO B.....	136
ANEXO C	146
ANEXO D	148

ABREVIATURAS E SIGLAS

ACP – Análise da Componente Principal

ASTER – Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

CAC – Captação e Armazenamento de Carbono

CCS – Carbon Capture and Storage

COT – Carbono Orgânico Total

CP – Componente Principal

CSLF – Carbon Sequestration Leadership Forum

DN – Digital Number

DRX – Difração de raios-X

ECBM – Enhanced Coalbed Methane

EFI – Energy Futures Initiative

EGR – Enhanced Gas Recovery

EOR – Enhanced Oil Recovery

GCCSI – Global CCS Institute

GEE – Gases com Efeito de Estufa

IARR – Internal Average Relative Reflectance

ICCP – International Committee for Coal and Organic Petrology

IEA – International Energy Agency

IH – Índice de Hidrogénio

IO – Índice de Oxigénio

IP – Índice de Produção

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change

JHU – Johns Hopkins University

LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia

MCC – Metano de Carvão em Camada

MOA – Matéria Orgânica Amorfa

NDVI – Normalized Difference Vegetation Index

NEORI – National Enhanced Oil Recovery Initiative

NETL – National Energy Technology Laboratory

SAM – Spectral Angle Mapper

SPE – Society of Petroleum Engineers

SWIR – Short-Wave Infrared

TIR – Thermal Infrared

Tmax – Temperatura máxima

USGS – United States Geological Survey

VNIR – Visible Near Infrared

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Contribuição das tecnologias e setores para a redução cumulativa global de CO ₂ (Onarheim & Arasto, 2017).	6
Figura 2. Mecanismos de armadilhagem do CO ₂ em função do tempo (Metz et al., 2005).	10
Figura 3. Diagrama de fases do CO ₂ , modificado de Raza et al. (2019).	11
Figura 4. Densidade do CO ₂ em função da profundidade, assumindo pressão hidrostática e gradiente geotérmico de 25 °C/km e temperatura superficial de 15 °C (com base nos dados de densidade de Angus et al., 1973). Os cubos representam o volume relativo ocupado pelo CO ₂ até aos 800 m de profundidade (Metz et al., 2005).....	12
Figura 5. Composição da matéria orgânica em rochas sedimentares (Tissot & Welte, 1978).	23
Figura 6. Diagrama de van Krevelen com as relações atômicas H/C e O/C, mostrando os tipos de cerogéneos com os seus respetivos macerais (Lemos de Sousa et al., 2012)....	24
Figura 7. Evolução térmica da matéria orgânica e a geração de petróleo e gás (Tissot & Welte, 1984).	28
Figura 8. Mapa tectónico simplificado da África Central, modificado de Hanson (2003) e Karmakar & Schenk (2016). A extensão dos cratões do Congo e Kalahari é indicada pelas linhas tracejadas a preto.	30
Figura 9. Mapa geológico simplificado de Angola com as principais unidades litostratigráficas, com a localização das bacias do Baixo Congo, Kwanza e Namibe pertencentes à margem passiva angolana, modificado de Araújo et al. (1992).	31
Figura 10. Mapa geológico da Bacia do Kwanza Interior (Total & Sonangol, 1987). ...	32

Figura 11. Mapa da Bacia do Kwanza Interior, modificado de Hudec & Jackson (2002): (a) apresentando as províncias estruturais e as zonas de transferência, ZTL: Zona de Transferência de Luanda; ZTCL: Zona de Transferência de Cabo Ledo; ZTSB: Zona de Transferência de São Brás; ZTTP: Zona de Transferência de Três Pontas; ZTD: Zona de Transferência de Denda; (b) mostrando o seu contorno estrutural. As linhas tracejadas a vermelho representam os <i>uplifts</i> do Soco.....	37
Figura 12. Mapa da Bacia do Kwanza com a sua configuração durante a deposição de sal Aptiano e distribuição das estruturas formadas pelos cinturões de dobramento (Kwanza Oriental, Costeiro e Gongga), bem como das fossas sedimentares. ZTL: Zona de Transferência de Luanda; ZTCL: Zona de Transferência de Cabo Ledo; ZTSB: Zona de Transferência de São Brás; ZTTP: Zona de Transferência de Três Pontas; ZTD: Zona de Transferência de Denda, modificado de Hudec & Jackson (2002).....	39
Figura 13. Coluna Litostratigráfica da Bacia do Kwanza (Brownfield & Charpentier, 2006).	41
Figura 14. Colunas cronostratigráficas comparativas da Bacia do Kwanza e eventos do sistema petrolífero, modificado de Rodrigues (2021).....	45
Figura 15. Localização da área de estudo, comuna de Cabo de São Brás, apresentando a principal via de acesso, estrada nacional EN-100.....	49
Figura 16. Coluna cronostratigráfica comparativa da Formação Cunga da Bacia do Kwanza de acordo com Brognon & Verrier (1966), Comissão Estratigráfica de Angola (1983), Total & Sonangol (1987), Burwood (1999), Hudec & Jackson (2002), Brownfield & Charpentier (2006), Guiraud et al. (2010), Rodrigues et al. (2021) e Pereira et al. (2021), modificado de Rodrigues (2021).	51
Figura 17. Fluxograma das atividades realizadas durante o desenvolvimento dos trabalhos de tese.	52
Figura 18. Bibliotecas espectrais selecionadas: (a) USGS dos minerais selecionados na região VNIR-SWIR; (b) dos minerais reamostrados para os intervalos de banda de dados ASTER na região SWIR; (c) JHU do mineral quartzo na região TIR, com a linha preta, e reamostrado para resolução espectral do ASTER, com a linha preta tracejada.....	57

Figura 19. Fluxograma das etapas de preparação das amostras para análise palinofaciológica, segundo a metodologia de Tyson (1995).....	60
Figura 20. Fluxograma das etapas das análises de palinofácies, segundo a metodologia de Tyson (1995).	61
Figura 21. Fluxograma das etapas de preparação das amostras que serão submetidas às análises de <i>COT</i> e de pirólise <i>Rock-Eval</i>	62
Figura 22. Representação esquemática dos picos e parâmetros produzidos durante o ciclo da pirólise <i>Rock-Eval</i> (Espitalié et al., 1977).	64
Figura 23. Diagrama de van Krevelen modificado com as trajetórias evolutivas do <i>IH</i> e <i>IO</i> (McCarthy et al., 2011).....	65
Figura 24. Extrato do mapa geológico simplificado da Bacia do Kwanza (Total & Sonangol, 1987).	68
Figura 25. Sequência estudada com a localização das amostras analisadas da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás em Angola: (a) em contato discordante com a Formação Quifangondo; (b) em continuidade lateral e com realce das respectivas amostras nos retângulos em vermelho.....	69
Figura 26. Classificação <i>Spectral Angle Mapper</i> do <i>endmember</i> usando o SWIR e a biblioteca espectral reamostrada USGS ASTER aplicada na região de Cabo São Brás em Angola para: (a) calcite; (b) caulinite; (c) moscovite, e (d) ilite.	73
Figura 27. Classificação <i>Spectral Angle Mapper</i> do <i>endmember</i> quartzo usando ASTER-TIR e a biblioteca espectral reamostrada JHU ASTER, aplicada na região de Cabo São Brás em Angola.....	74
Figura 28. Análise da Componente Principal da região de Cabo de São Brás em Angola para: (a) <i>CP-3</i> da calcite na região SWIR; (b) <i>CP-3</i> da caulinite na região SWIR; (c) <i>CP-3</i> da moscovite/ilite na região SWIR, e (d) <i>CP-2</i> do quartzo na região TIR.	75
Figura 29. Argilitos com presença de pirite no retângulo com linhas vermelhas tracejas referente ao nível de amostragem da amostra MCSB1B da sequência analisada, pertencente à Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.	77

Figura 30. Percentagem das palinofácies identificadas nas amostras analisadas da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	83
Figura 31. Fotomicrografias representativas do cerogéneo presente na associação das palinofácies da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola, em luz branca transmitida: (a) MOA, amostra MCSB1B; (b) MOA, amostra MCSB4B; (c) partícula de fitoclastos tipo membrana, amostra MCSB3B; (d) radiolário piritizado, amostra MCSB6B; (e) MOA, amostra MCSB15B; (f) MOA envolvendo fitoclastos degradados, amostra MCSB21B; (g) plâncton marinho/ quisto de dinoflagelado circundado por MOA, amostra MCSB24B; (h) grupo palinomorfo, subgrupo zoomorfo, amostra MCSB14B; (i) grupo palinomorfo, subgrupo zoomorfo, amostra MCSB10B; (j) fitoclastos opacos, amostra MCSB27B; (k) MOA, amostra MCSB30B, e (l) fitoclastos opacos e grupo de palinomorfos, nomeadamente plâncton marinho/ quisto de dinoflagelado, amostra MCSB29B.	85
Figura 32. Diagrama ternário Fitoclasto-MOA-Palinomorfo, baseado na frequência numérica relativa dos constituintes, utilizado na definição de palinofácies em seções marinhas com os respetivos campos de paleoambientes correspondentes à deposição da matéria orgânica, modificado de Tyson (1993, 1995).	86
Figura 33. Diagrama binário da distribuição das amostras da sequência estudada pertencente a Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola representando a percentagem relativa para: (a) o <i>COT</i> ; (b) os palinomorfos; (c) a MOA (Matéria Orgânica Amorfa), e (d) os fitoclastos.....	90
Figura 34. Diagrama binário da distribuição das amostras da sequência estudada pertencente a Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola para: (a) o <i>COT</i> ; (b) o <i>St</i> ; (c) o <i>S1</i> ; (d) o <i>S2</i> ; (e) o <i>IH</i> ; (f) o <i>IO</i> ; (g) <i>Tmax</i> , e (h) <i>IP</i>	92
Figura 35. Diagrama de <i>COT</i> em relação ao <i>S2</i> para as amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	95
Figura 36. Relação entre o <i>IH</i> e o <i>COT</i> para as amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	97

Figura 37. Diagrama do tipo van Krevelen modificado para as amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	98
Figura 38. Diagrama de IH em relação ao T_{max} para as amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola, mostrando a qualidade do cerogéneo e os estágios de maturação térmica.....	99
Figura 39. Isotérmicas de sorção das amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	101
Figura 40. Relação entre a pressão e o volume de Langmuir nas amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	102
Figura 41. Relação entre o COT e a capacidade de armazenamento de CO_2 nas amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	104

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Características de alguns parâmetros geológicos importantes em reservatórios convencionais e não-convencionais, modificado de Rodrigues et al. (2015).	11
Tabela 2. Classificação detalhada dos componentes palinológicos individuais para o grupo dos fitoclastos proposta por Tyson (1995), Vicent (1995), Mendonça Filho (1999) e Mendonça Filho et al. (2002, 2010b, 2011d, 2012).	20
Tabela 3. Classificação detalhada dos componentes palinológicos individuais para o grupo dos palinomorfos proposta por Tyson (1995), Vicent (1995), Mendonça Filho (1999) e Mendonça Filho et al. (2002, 2010b, 2011d, 2012).....	21
Tabela 4. Classificação detalhada dos componentes palinológicos individuais para o grupo da matéria orgânica amorfa proposta por Tyson (1995), Vicent (1995), Mendonça Filho (1999) e Mendonça Filho et al. (2002, 2010b, 2011d, 2012).	22
Tabela 5. Características espectrais (com os seus respetivos comprimentos de onda) e espaciais do ASTER (Abrams, 2000).	54
Tabela 6. Critérios padrão na avaliação de potenciais rochas-mãe através da percentagem em <i>COT</i> (Espitalié et al., 1977).....	62
Tabela 7. Parâmetros geoquímicos que descrevem o nível de maturação para a geração do petróleo (Espitalié et al., 1977).	63
Tabela 8. Parâmetros geoquímicos que indicam o potencial petrolífero de uma rocha-mãe (Espitalié et al., 1977).....	65
Tabela 9. Parâmetros geoquímicos que descrevem o tipo de cerogéneo (qualidade) e os produtos gerados (Espitalié et al., 1977).....	65

Tabela 10. Ângulos máximos correspondentes (radianos) usados na classificação do SAM para as bandas ASTER da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região do Cabo de São Brás, Angola.	70
Tabela 11. Autovetores para três bandas do infravermelho de ondas curtas de dados ASTER na região do Cabo de São Brás, Angola.	72
Tabela 12. Autovetores para quatro bandas do infravermelho termal dos dados ASTER na região do Cabo de São Brás, Angola.....	72
Tabela 13. Composição mineralógica das amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	76
Tabela 14. Palinofácies das amostras analisadas da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	79
Tabela 15. Percentagem relativa dos grupos das palinofácies presentes nas amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	84
Tabela 16. Dados obtidos das análises do Carbono Orgânico Total, Enxofre Total, pirólise <i>Rock-Eval</i> das amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.	89
Tabela 17. Equações de Langmuir das amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	100
Tabela 18. Frequência relativa dos grupos de macerais das amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.....	103

RESUMO

MOISÉS SAMUEL JOÃO BOTA CACAMA: Avaliação do Potencial da Formação Cunga (Bacia do Kwanza, Angola) como Reservatório Não-convencional: Implicações no armazenamento de Dióxido de Carbono

(Tese de doutoramento sob orientação da Prof.^a Doutora Cristina Fernanda Alves Rodrigues e coorientação da Prof.^a Doutora Maria Alzira Pimenta Dinis)

A região de Cabo de São Brás, localizada na parte ocidental do *onshore* da Bacia do Kwanza em Angola, é representada por uma sequência sedimentar da Formação Cunga constituída por intercalações de rochas carbonatadas e siliciclásticas ricas em matéria orgânica, a qual apresenta uma espessura de cerca de 100 m e que aflora numa faixa ao longo de mais de 40 km no litoral angolano. O estudo procurou avaliar o potencial da Formação Cunga como rocha-mãe, assim como reservatório não-convencional para a sequestração/armazenamento de dióxido de carbono (CO₂). No decurso do desenvolvimento deste trabalho foi efetuada uma campanha de amostragem perfazendo um total de 49 amostras. A composição mineralógica, cenário paleoambiental e potencial petrolífero e económico são apresentados com base em dados de deteção remota, difração de raios-X (DRX), petrologia e geoquímica orgânica e isotérmicas de sorção. Neste trabalho foram utilizadas as técnicas *spectral angle mapper* e análise da componente principal através de dados espectrais das bandas do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER). A análise espectral implicou a identificação dos minerais calcite, caulinite, moscovite e ilite na região do infravermelho de ondas curtas, enquanto que a aplicação das bandas da região do infravermelho termal resultou na identificação do quartzo. Os resultados destes métodos foram validados com os dados de campo e análise dos dados de DRX. As amostras de campo submetidas a DRX indicaram que a sequência analisada, localizada na região de Cabo de São Brás, é

constituída por duas importantes fases minerais, a calcite e o quartzo, além de outros minerais menos abundantes, tais como moscovite, clinoptilolite, albite e microclina. A análise das palinofácies estabeleceu uma distribuição quantitativa e qualitativa da matéria orgânica particulada exibindo três associações principais de palinofácies e ambientes de deposição. As palinofácies da associação CSB-1, dominadas por palinomorfos, e da associação CSB-2, representadas predominantemente por matéria orgânica amorfa, sugerem uma deposição em ambientes neríticos externos a oceânicos, prevalecendo para a associação CSB-1 condições oxidantes, e para a associação CSB-2 condições redutoras. Uma mudança de deposição externa/oceânica para um ambiente nerítico interno distal foi observada nas palinofácies da associação CSB-3, apresentando uma concentração elevada de fitoclastos opacos, o que sugere uma deposição sob um ambiente fortemente oxidante. Utilizando as ferramentas de análises da geoquímica orgânica (pirólise *Rock-Eval*), a avaliação do potencial petrolífero da sequência analisada aponta para rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos, uma vez que os teores em carbono orgânico total (*COT*) são superiores a 0,5 %, incluindo intervalos com valores significativamente elevados de 7,52 %. O potencial residual de geração de hidrocarbonetos é, normalmente, representado pelos valores do pico *S2*, que nas amostras estudadas são de uma forma geral superiores a 5 mg HC/g rocha, correspondendo a um potencial petrolífero bom a excelente. O tipo ou qualidade da matéria orgânica comumente determinado através da relação índice de hidrogênio (*IH*) versus índice de oxigênio (*IO*) e juntamente com os dados das palinofácies da sequência analisada sugerem a presença de cerogéneos do tipo II/III, II e III. A determinação da maturação térmica da matéria orgânica foi efetuada a partir dos valores de temperatura máxima (*Tmax*) e índice de produção (*IP*), os quais sugerem que as amostras se encontram imaturas em relação à janela de geração de petróleo. O estudo das propriedades de sorção em rochas ricas em matéria orgânica foi utilizado para analisar a capacidade de armazenamento das diferentes amostras. As amostras utilizadas neste estudo apresentam diferentes capacidades de armazenamento de gás CO₂, as quais variam entre 17,04 scf/ton e 64,11 scf/ton. No presente caso de estudo, as diferentes capacidades de armazenamento encontram-se intimamente relacionadas com o tipo de matéria orgânica identificada. Neste sentido, a maior capacidade de armazenamento é identificada nas amostras com o conteúdo em vitrinite mais elevado em comparação com outros grupos de macerais, liptinite e inertinite. Este estudo permitiu concluir que a Formação Cunga, na Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, possui características de reservatório de *shale*

gas, que pode ser considerado um recurso a ser potencialmente explorado pela aplicação de técnicas de recuperação avançada de hidrocarbonetos com a injeção de CO₂. Assim sendo, o presente estudo permitiu concluir que alguns dos níveis sedimentares da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás apresentam um bom potencial como reservatório não-convencional para o armazenamento de CO₂. Os resultados obtidos representam um avanço científico significativo no conhecimento paleoambiental da Bacia do Kwanza em Angola, bem como a definição dos horizontes temporais de interesse económico para o sector petrolífero do país.

ABSTRACT

MOISÉS SAMUEL JOÃO BOTA CACAMA: Assessment of the Potential of the Cunga Formation (Kwanza Basin, Angola) as a Non-Conventional Reservoir: Implications for Carbon Dioxide Storage

(Ph.D thesis supervised by Prof. Dr. Cristina Fernanda Alves Rodrigues and co-supervised by Prof. Dr. Maria Alzira Pimenta Dinis)

The Cabo de São Brás region, located in the western part of the onshore Kwanza Basin in Angola, is represented by a sedimentary sequence of the Cunga Formation consisting of intercalations of organic-rich carbonate and siliciclastic rocks, which have a thickness of approximately 100 m, outcropping in a strip more than 40 km long Angolan coast. The study main goal is to assess the potential of the Cunga Formation as a source rock, as well as an unconventional reservoir for carbon dioxide (CO₂) sequestration/storage. During the development of this work, a sampling campaign was carried out with the collection of 49 samples. The mineralogical composition, paleoenvironmental scenario and petroleum and economic potential are presented based on remote sensing, X-ray diffraction (XRD), organic petrology and geochemistry and sorption isotherms. In this work, spectral angle mapper techniques and principal component analysis were used through spectral data from the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) sensor bands. Spectral analysis involved the identification of calcite, kaolinite, muscovite and illite minerals in the short-wave infrared region, while the application of thermal infrared bands resulted in the identification of quartz. The results of these methods were validated with field data and XRD data analysis. Samples submitted to XRD indicated that the sequence analyzed, located in the Cabo de São Brás region, is constituted by two important mineral phases, calcite and quartz, in addition to

other less abundant minerals, such as muscovite, clinoptilolite, albite and microcline. The analysis of palynofacies established a quantitative and qualitative distribution of particulate organic matter showing three main associations of palynofacies and depositional environments. The palynofacies of the CSB-1 association, dominated by palynomorphs, and of the CSB-2 association, predominantly represented by amorphous organic matter, suggest a deposition in neritic environments external to oceanic, with oxidizing conditions prevailing for the CSB-1 association, and for the association CSB-2 reducing conditions. A shift from external/oceanic deposition to a distal internal neritic environment was observed in the palynofacies of the CSB-3 association, presenting a high concentration of opaque phytoclasts, suggesting a deposition under a strongly oxidizing environment. Using the analysis tools of organic geochemistry (Rock-Eval pyrolysis), the assessment of the petroleum potential of the analyzed sequence points out to rocks potentially generating hydrocarbons, since the contents of total organic carbon (*TOC*) are higher than 0.5 %, including significantly elevated ranges of 7.52 %. The residual potential for hydrocarbon generation is normally represented by the values of the *S2* peak, which in the studied samples are generally above 5 mg HC/g rock, corresponding to a good to excellent petroleum potential. The type or quality of the organic matter, commonly determined through the hydrogen index (*HI*) versus oxygen index (*OI*) ratio and together with the palynofacies data, is kerogen of type II/III, II and III. The thermal maturation of the organic matter was determined from maximum temperature values (*Tmax*) and production index (*PI*), which suggest that samples are immature in relation to the oil generation window. The study of sorption properties in organic-rich rocks was used to analyze the storage capacity of different samples. The samples used in this study have different CO₂ gas storage capacities, which vary between 17.04 scf/ton and 64.11 scf/ton. In the present case study, the different storage capacities are closely related to the quality of organic matter identified. So, the greatest storage capacity is identified in the samples with the highest vitrinite content compared to the other groups of macerals, liptinitis and inertinitis. This study allowed to conclude that the Cunga Formation, in the Kwanza Basin, in the Cabo de São Brás region, has characteristics of a shale gas reservoir, which can be considered a resource to be potentially exploited by applying advanced hydrocarbon recovery techniques with the CO₂ injection. Therefore, this study allowed to conclude that some of the sedimentary levels of the Cunga Formation in the Cabo de São Brás region have a good potential as an unconventional reservoir for CO₂ storage. The obtained results represent a significant

scientific advance in the paleoenvironmental knowledge of the Kwanza Basin in Angola, as well as the definition of time horizons of economic interest for the country's oil sector.

AGRADECIMENTOS

A Deus pela vida, sabedoria, ciência, força e saúde para mais uma vez conseguir vencer uma batalha.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciências da Terra da Universidade Fernando Pessoa, pela estrutura e apoio oferecidos;

À Prof.^a Doutora Cristina Fernanda Alves Rodrigues pela orientação, incentivo e oportunidade para a realização do presente trabalho;

Ao Prof.^a Doutora Maria Alzira Pimenta Dinis pela prestabilidade e auxílio nas correções dos trabalhos;

A todos os professores que participaram deste trabalho de pesquisa, em especial ao Prof. Doutor Pedro Claude Nsungani, pela dedicação e assistência durante as etapas de campo, pelas discussões e sugestões proveitosas;

Ao Prof. Dr. Marcus Vinicius Berão Ade do Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica da Universidade Estadual do Rio de Janeiro do Brasil, pela contribuição na parte da geoquímica orgânica, em especial na análise do Carbono Orgânico Total e Pirólise *Rock-Eval*. OBRIGADO! Gostaria de incluir aqui os meus agradecimentos ao Prof. Dr. Luís Vítor da Fonseca Pinto Duarte pelo suporte na análise dos dados de difração de raios-X realizada no Laboratório de Difração de Raios-X da Universidade de Coimbra em Portugal, bem como a equipa do Laboratório Nacional de Energia e Geologia de Portugal-LNEG, em especial à Dra. Zélia Pereira e à Mestre Márcia Mendes, pela contribuição na análise dos dados de palinologia e palinofácies.

Aos estudantes da graduação em Geologia e da Pós-Graduação em Recursos Minerais e Ambiente da Universidade Agostinho Neto, pela ajuda prestada em campo, pelo apoio recebido e pelas conversas geológicas ou não, sempre interessantes;

Aos meus Pais Samuel João (*in memoriam*) e Marcelina da Conceição Manuel Bota (*in memoriam*), pelo apoio incondicional e pelo amor infinito, lembrando que essa minha vitória é de especial dedicação para a minha Mãe, onde quer que ela esteja sei que estará muito feliz por esta linda homenagem. Mãe muito obrigado pelo filho que criaste!

Às minhas queridas irmãs Vanda Idalete Samuel, Julieta Marta da Marcelina Samuel (*in memoriam*), Maria da Conceição Manuel Bota, Elisa Natália Manuel Cacama, Teresa Paula Bota Cacama e os meus queridos sobrinhos (as) pelo carinho e encorajamento que sempre me deram, e que me ensinaram a nunca desistir dos meus sonhos, mesmo não entendendo muito bem o que eu faço;

Ao meu querido e ilustre irmão Drujiba Manuel Bota Cacama pelo companheirismo e pelos ensinamentos de humildade e paciência;

À minha AMADA ESPOSA Jacyra Antunes dos Santos Gomes, fonte de amor e inspiração. Obrigado pela paciência e por saber compreender minha ausência e sempre me esperar com um sorriso lindo no rosto, após os longos períodos de trabalho de campo;

Aos meus amigos espalhados por quase todo o Gondwana e Laurásia que de alguma forma contribuíram para o meu sucesso e para o meu crescimento como pessoa. Sou hoje o resultado da confiança e da força de cada um de vocês;

A todos que me apoiaram de forma direta ou indiretamente a embarcarem nessa linda e maravilhosa aventura, o meu muito obrigado!

1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, o consumo de energia a nível mundial tem sido crescente, sendo os combustíveis de origem fóssil, como o petróleo, o carvão e o gás natural, os recursos com maior procura, mesmo considerando os grandes investimentos de países como a China, Estados Unidos da América, Argélia, Argentina, Canada, México, Austrália, África do Sul, Japão, Brasil, entre outros, em fontes de energias alternativas como a solar, a eólica, a bioenergia, a hídrica e a geotérmica (IEA, 2017). Países com excelente potencial geológico para a ocorrência de *shale gas* e *shale oil*, e dependentes da importação de gás natural e/ou petróleo, encontram neste tipo de recursos não-convencionais uma oportunidade para colmatar as suas necessidades energéticas. Neste contexto, a caracterização de áreas com potencial para a prospecção/pesquisa e produção de *shale gas* e *shale oil*, na parte *onshore* da Bacia do Kwanza em Angola, pode vir a ser estratégica para o país em termos de viabilidade económica indiscutível e de segurança energética, considerando a experiência americana nos últimos anos, onde a produção de gás natural de forma eficiente a partir de *shale* permitiu reduzir os preços, estimulando o crescimento no consumo e nas exportações de produtos líquidos.

Nas últimas décadas, diversos autores (Brognon & Verrier, 1966; Lunde et al., 1991; Duval et al., 1992; Lundin, 1992; Karner & Driscoll, 1999; Burwood, 1999; Schiefelbein et al., 1999; Katz & Mello, 2000; Hudec & Jackson, 2002, 2004; Huc, 2003; Brun & Fort, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006; Jackson & Hudec, 2009; Torsvik et al., 2009; Beglinger et al., 2012; Koch et al., 2013; Saller et al., 2016; Serié et al., 2016; Guiraud et al., 2010; Rodrigues et al., 2017; Pereira et al., 2021; Rodrigues et al., 2021) produziram um grande volume de dados geológicos que adicionaram informações relevantes para a identificação e caracterização dos sistemas petrolíferos convencionais da Bacia do Kwanza. Por outro lado, são escassos ou mesmo inexistentes trabalhos científicos que abordem de forma sistemática os reservatórios não-convencionais da Bacia do Kwanza.

Neste sentido, este trabalho tem como foco principal a Formação Cunga (Eocénico superior), considerada uma das rochas-mãe do Sistema Petrolífero Convencional Pós-sal Paleogénico-Neogénico da Bacia do Kwanza (Brognon & Verrier, 1966; Burwood, 1999; Schiefelbein et al., 1999; Huc, 2003; Brownfield & Charpentier, 2006; Rodrigues et al., 2017). Entre os trabalhos de caracterização geológica, realizados na Formação Cunga, na região de Cabo de São Brás em Luanda, destacam-se os trabalhos de D'Argenio et al. (1998), Pereira et al. (2021), Rodrigues et al. (2021), os quais apresentaram o conteúdo fossilíferos das fácies ricas em materiais pelíticos da formação, as suas implicações no contexto paleoambiental e o seu posicionamento cronostratigráfico na Bacia do Kwanza. Adicionalmente, Brownfield & Charpentier (2006) sugerem que a Formação Cunga apresenta características geológicas e de petrologia e geoquímica orgânicas com potencial para a ocorrência de *shale gas* e *shale oil*. No entanto, apesar dos trabalhos realizados, o potencial petrolífero e produção de *shale gas* e *shale oil* da Formação Cunga ainda não é conhecido. Assim, a realização deste trabalho de pesquisa foi suportado na avaliação do potencial petrolífero e armazenamento de reservatórios não-convencionais do tipo *shale gas* e *shale oil* na área de estudo, a qual é efetuada a partir da análise de dados do âmbito da petrologia e geoquímica orgânicas e complementada com a aplicação das isotérmicas de sorção de gás, técnica utilizada para determinar a capacidade de armazenamento de dióxido de carbono (CO₂) e o potencial de recuperação avançada de hidrocarbonetos.

O conceito de reservatório não-convencional foi proposto, inicialmente, por Schmoker (1995) e refere-se às acumulações contínuas de hidrocarbonetos dentro da mesma rocha reservatório em produção, permitindo assim a sua diferenciação relativamente aos reservatórios convencionais. Geralmente, os reservatórios não-convencionais apresentam valores de porosidade inferior a 10 % e de permeabilidade inferior a 0,1 mD. Por outro lado, as rochas que formam os reservatórios convencionais apresentam normalmente porosidade superior a 10 % e permeabilidade superior a 0,1 mD (Rodrigues et al., 2015). Os fatores que influenciam a porosidade são a seleção, a forma e a dimensão dos grãos que constituem uma determinada rocha, o que, por sua vez, influenciam a capacidade de armazenamento dos fluidos (Suárez, 2012). Adicionalmente, o grau de cimentação também afeta diretamente a porosidade e a permeabilidade de uma rocha, pois o cimento pode obstruir a comunicação existente entre os poros. Devido à sua extensão e distribuição geográfica e às distintas técnicas utilizadas na produção, os reservatórios

não-convencionais são capazes de gerar volumes consideráveis de petróleo e principalmente de gás, com custos onerosos quando comparados com os dos reservatórios convencionais (Lee et al., 2011). Os reservatórios não-convencionais são bastante variados em termos de temperatura, pressão, profundidade e geometria, o que demonstra que cada caso é singular. Assim, é necessário um estudo individualizado de cada reservatório em questão para se otimizar a produção.

Em linhas gerais, o tema proposto tem como objetivo geral avaliar o potencial da Formação Cunga da Bacia do Kwanza como reservatório não-convencional, usando como caso de estudo as amostras recolhidas na referida formação, na região de Cabo de São Brás em Angola. Os objetivos específicos do trabalho incluem: (1) determinar a composição mineralógica das rochas através da análise de imagens de detecção remota, complementada com a técnica de difração de raios-X (DRX); (2) determinar os paleoambientes de deposição da Formação Cunga; (3) determinar a quantidade e qualidade da matéria orgânica das amostras; (4) avaliar o potencial petrolífero da área de estudo; (5) determinar o grau de maturação das amostras da área de estudo; (6) determinar a capacidade de armazenamento de CO₂ das rochas da Formação Cunga.

A seguir a estas notas introdutórias, onde foram enfatizadas as questões motivacionais, os objetivos e a estrutura da Tese, segue-se o segundo capítulo que apresentará o estado da arte sobre as tecnologias de captação, transporte e armazenamento de CO₂. Os conceitos gerais relativos à matéria orgânica, incluindo a descrição dos diferentes parâmetros que permitem a sua caracterização, constituem o terceiro capítulo.

O quarto capítulo aborda os principais aspetos sobre a evolução tectono-sedimentar, estratigrafia, estrutural e os sistemas petrolíferos da Bacia do Kwanza, bem como apresenta uma síntese relativa à Formação Cunga. Em seguida, o quinto capítulo descreve os métodos e as técnicas de processamento das imagens de detecção remota, tais como, a análise da componente principal (ACP) e cartografia do ângulo espectral, *i.e.*, *Spectral Angle Mapper* (SAM), assim como as da geoquímica inorgânica mais especificamente a DRX, da petrologia orgânica com base em estudos palinológicos, bem como os métodos de geoquímica orgânica através das técnicas de Carbono Orgânico Total (*COT*) e pirólise *Rock-Eval*. Adicionalmente, é apresentado neste capítulo uma síntese sobre as

isotérmicas de sorção utilizando especificamente o modelo de Langmuir para determinar a capacidade de armazenamento de uma rocha. O sexto capítulo compreende a apresentação e discussão dos resultados, dando ênfase à análise litostratigráfica, análise da composição mineralógica através de imagens dos produtos de detecção remota complementada com a técnica de DRX, à análise dos paleoambientes da Formação Cunga, bem como à avaliação dos tipos de matéria orgânica e à evolução térmica dos intervalos potencialmente geradores de hidrocarbonetos da Formação Cunga. A última parte deste capítulo consiste na determinação e interpretação das isotérmicas de Langmuir tendo em linha de conta as características petrográficas e geoquímicas orgânicas das amostras analisadas. Por fim, o sétimo capítulo apresenta as conclusões obtidas com a realização do presente trabalho, além de uma série de recomendações para o aprofundamento da pesquisa em trabalhos futuros.

2. TECNOLOGIAS DE CAPTAÇÃO, TRANSPORTE E ARMAZENAMENTO DE DIÓXIDO DE CARBONO

Em 1988, o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas, o *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), foi criado pelo Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente e pela Organização Meteorológica Mundial para estudar os fenômenos relacionados com as mudanças climáticas. O Relatório do IPCC de 2007 sugere que a Terra tem apresentado um aumento da temperatura global que foge dos padrões conhecidos pela ciência e que o nível de concentração dos gases com efeito de estufa (GEE) se encontra bem acima do padrão histórico. Deste modo, a preocupação com o aquecimento global tem motivado investimentos em novas fontes de energia e o desenvolvimento de tecnologias voltadas para a redução das emissões atmosféricas de CO₂. As emissões globais cumulativas de CO₂, comumente produzidas no setor industrial, tais como, cimenteira, química, petroquímica, ferro, aço, celulose, papel, alumínio, entre outras, chegam a atingir os 25 % das emissões totais de CO₂, uma vez que implicam o consumo elevado de energia, normalmente proveniente dos combustíveis fósseis. A redução efetiva das emissões de CO₂ que deveria ocorrer nas próximas décadas é uma condição necessária para atingir os objetivos a longo prazo do acordo de Paris, proposto em 2015, que visa manter o aumento da temperatura média mundial abaixo dos 2 °C em relação aos níveis pré-industriais e envidar esforços para limitar o aumento a 1,5 °C. Para que estes objetivos sejam alcançados, as emissões industriais de CO₂ terão que ser reduzidas entre 50 % a 70 % até 2050 (IEA, 2017). No entanto, a redução das emissões de CO₂ na maior parte dos processos industriais é extremamente limitada, assim sendo é improvável que a contribuição da indústria seja suficiente para alcançar as metas de limitar o aquecimento global sem que sejam aplicadas as tecnologias de captação e armazenamento de CO₂ (doravante designada pela sigla CAC, *Carbon Capture and Storage* – CCS). As tecnologias CAC são definidas como o conjunto de tecnologias que têm como objetivo a captação, transporte e armazenamento seguro de CO₂ proveniente

de fontes estacionárias que, de outra forma, seria emitido para a atmosfera (CSLF, 2019, Pilorgé et al., 2020; Agarwal et al., 2021). O sucesso da implementação das tecnologias CAC pode ser garantido quando o CO₂ é armazenado e monitorizado de forma segura, minimizando os riscos de fuga, por um longo tempo e de forma economicamente viável (Consoli & Neil, 2017).

As tecnologias CAC são, então, reconhecidas mundialmente como alternativas para mitigar as emissões de CO₂ e encontram-se em crescente evolução e desenvolvimento (e.g., IEA, 2017; SPE, 2017; Gillingham & Stock, 2018; CSLF, 2019; EFI, 2019; GCCSI, 2019, Pilorgé et al., 2020; Agarwal et al., 2021). Adicionalmente, as tecnologias CAC constituem uma forma direta e eficaz de redução das emissões de CO₂ por meio da captação de CO₂ de origem biogénica ou antropogénica, evitando que este reentre na atmosfera (GCCSI, 2019). Em relação às opções mitigadoras, nomeadamente o aumento da eficiência energética, as energias renováveis, a substituição de combustíveis, a energia nuclear, as tecnologias CAC são uma das opções que podem contribuir de forma significativa e eficiente para a redução as emissões de CO₂. Na realidade, Onarheim & Arasto (2017) sugerem que a implementação das tecnologias CAC poderá contribuir para a redução de 14 % das emissões cumulativas de CO₂, redução esta necessária para limitar, no ano de 2060 (Figura 1), o aumento da temperatura média global em 2 °C. De facto, estes 14 % correspondem à captação e armazenamento de aproximadamente 6 bilhões de toneladas de CO₂.

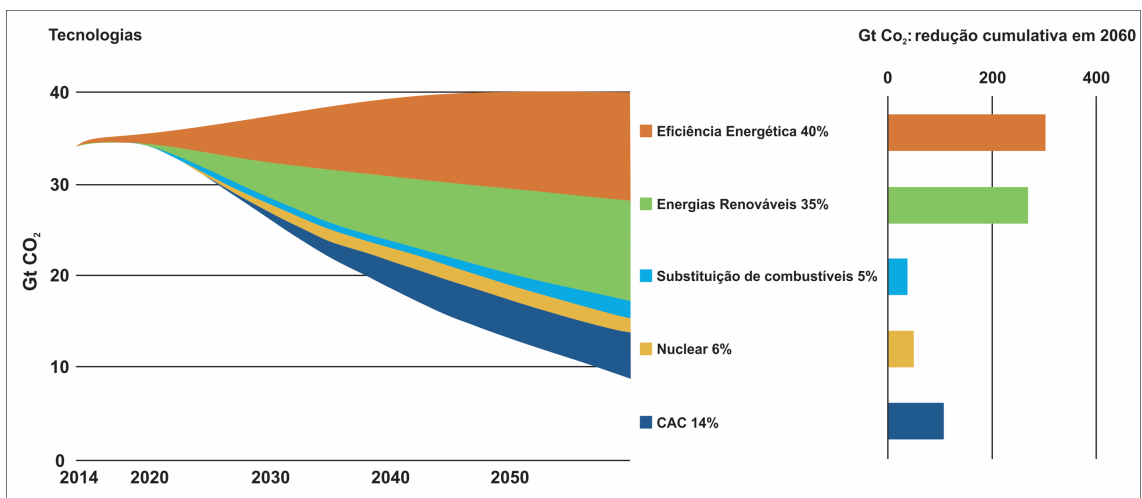


Figura 1. Contribuição das tecnologias e setores para a redução cumulativa global de CO₂ (Onarheim & Arasto, 2017).

Em Angola, as tecnologias CAC não são encaradas como prioritárias para a mitigação das alterações climáticas. Isto porque até 2021 não se iniciou ainda qualquer discussão sobre a relevância das tecnologias CAC nas respetivas políticas ambientais. No entanto, considerado que Angola possui 3 bacias sedimentares costeiras (Kwanza, Baixo Congo e Namibe) e 3 bacias sedimentares internas (Okavango, Ovambo-Etosa e Kassanje), o CO₂ capturado poderia ser armazenado em campos de petróleo e gás despressurizados, e até mesmo em cavernas de sal, estas últimas poderão ser promovidas pela dissolução dos depósitos espessos de sal do Aptiano.

2.1. Captação de Dióxido de Carbono

O processo de captação de CO₂ consiste em separar e capturar o CO₂ proveniente de fontes estacionárias (Leung et al., 2014; Cuéllar-Franca & Azapagic, 2015; Zhang, 2016; Zhang et al., 2019). No que diz respeito às principais técnicas de captação de CO₂ destacam-se as três principais, nomeadamente: i) pré-combustão, que é o processo através do qual o combustível é convertido numa mistura de hidrogénio (H₂) e CO₂, por meio de gasificação, que permite reutilizar o H₂ produzido em centrais de geração de energia; ii) pós-combustão, que é efetuada nos efluentes gasosos, por meio de membranas de filtração a alta pressão, separação criogénica e adsorção química que separam o CO₂ dos restantes efluentes e comprime-o preparando-o para o transporte e; a iii) oxícombustão (*Oxy-Fuel*), que tem como finalidade a redução do volume dos gases de exaustão e, conseqüente, aumento da concentração de CO₂ nos gases de exaustão por meio da substituição do ar por oxigénio (O₂) no processo de combustão (IEA, 2016).

2.2. Transporte de Dióxido de Carbono

A tecnologia existente e disponível para o transporte de petróleo e gás natural tem sido aproveitada para o transporte de CO₂ no estado gasoso, líquido, sólido e supercrítico. Existem diversos meios de transporte de CO₂, tais como gasoduto, navio, rodoviário e ferroviário, e a escolha por uma destas opções depende da distância entre o local de captação e o local de armazenamento, bem como o volume a transportar (Svensson et al., 2004; Forbes et al., 2008; Oliveira, 2016). Normalmente, procede-se à compressão do CO₂ até ao estado supercrítico, para o transporte em gasodutos, ou então à compressão e

refrigeração até à liquefação (massa volumétrica superior a 1000 kg/m^3), optando-se pelo transporte em navio ou em cisterna (camiões ou comboios). Atualmente, o transporte por via de gasodutos é o mais indicado para transportar grandes quantidades de CO_2 para distâncias terrestres e marítimas que não ultrapassem os 300 km e os 100 km, respetivamente, tendo em conta a compatibilização geográfica entre fontes emissoras e locais de utilização ou armazenamento do gás (Doctor et al., 2005; Hongfang et al., 2020). Por outro lado, para grandes distâncias, usualmente acima de 400 km e para volumes inferiores a 1500 m^3 , torna-se mais flexível e menos oneroso o transporte de CO_2 líquido em navios em condições criogénicas (Nogueira, 2020). Outrossim, o transporte do CO_2 pode, também, ser efetuado no estado sólido em navios, mas os procedimentos de carga e descarga em termos de segurança são mais complexos (Knoope et al., 2013, 2015; Oliveira, 2016).

2.3. Armazenamento Geológico de Dióxido de Carbono

O armazenamento/sequestração geológica apresenta-se como a alternativa mais eficiente em termos de capacidade de armazenamento de CO_2 (Raza et al., 2019). Sendo possível armazenar até várias dezenas de milhões de toneladas de CO_2 através de mecanismos físicos e químicos, isolando-o assim da atmosfera, onde atua como GEE (Leung et al., 2014). Estes mecanismos físicos e químicos podem atuar de forma imediata, logo que o CO_2 injetado entre em contacto com a estrutura porosa do reservatório, como sucede com os mecanismos de armazenamento geológico físicos estáticos e hidrodinâmicos, e ainda, por meio da adsorção ou da solubilização do CO_2 . Por outro lado, a ação dos mecanismos de armazenamento geológico por mineralização do CO_2 ou por retenção residual, não contribui de forma significativa para o armazenamento do CO_2 durante o período de injeção, mas como a sua ação se prolonga muito no tempo, pode ser considerada como importante para garantir a permanência do CO_2 no reservatório (Bachu, 2015).

Segundo Delprat-Jannaud et al. (2013), nos reservatórios de petróleo e de gás natural é comum que o armazenamento dos hidrocarbonetos esteja associado à existência de mecanismos de armadilhagem físicos estáticos que podem ser maioritariamente: i) estratigráficos que são decorrentes de processos diagenéticos ou pela existência de uma camada de cobertura, caracterizada por sedimentos pelíticos ou de evaporitos, que ocorre

sobreposta à estrutura reservatório; ou então; ii) estruturais que se manifestam, essencialmente, pela ocorrência de antiformas e de falhas, e que resultam num arranjo geométrico da estrutura do reservatório que garante a retenção dos hidrocarbonetos no reservatório durante milhares de anos.

A par dos mecanismos de armadilhagem físicos estáticos, a armadilha por processos hidrodinâmicos ocorre quando o CO₂ fica armazenado como um gás ou um fluido supercrítico sob as armadilhas caracterizadas por permeabilidades baixas. É, usualmente, o mecanismo dominante nos aquíferos salinos (Raza et al., 2016).

A armadilhagem residual é o resultado da atuação das forças de capilaridade que ocorre no interior dos poros. Pois, devido à existência de microporos na estrutura reservatório e aos gradientes de pressão no reservatório, uma quantidade residual de CO₂ ficará impedida de sair dos microporos, pela ação da capilaridade, e como tal ficará impedida de migrar no complexo de armazenamento, não podendo acompanhar a circulação natural dos fluidos aí existentes (Oliveira, 2016). Por outro lado, as reações químicas entre o CO₂ injetado e a rocha reservatório (interações fluidos e rocha) enquadram-se nos mecanismos de armadilhagem geoquímica que podem distinguir-se segundo Metz et al. (2005) em três grandes grupos, dissolução, mineralização e adsorção. A armadilhagem por processos de dissolução ocorre porque o CO₂ pode ficar dissolvido na água, sendo a solubilidade do CO₂ função da temperatura e da pressão a que o fluido se encontra, aumentando com o aumento da pressão e diminuindo com o aumento da temperatura e da salinidade. A armadilhagem por processos de mineralização consiste na formação ou recombinação de substâncias minerais do maciço rochoso com o CO₂ formando compostos sólidos estáveis, tais como carbonatos de cálcio, magnésio e ferro. A armadilhagem por adsorção ocorre em rochas reservatório ricas em matéria orgânica, tais como o carvão e o *shale*, porque o CO₂ pode interagir de forma direta ou indireta com a matéria orgânica, sendo a armadilhagem do CO₂ controlado maioritariamente por mecanismos de adsorção nas áreas de superfície internas dos microporos da matéria orgânica.

A figura 2 apresenta uma representação conceptual do aumento da segurança de armazenamento do CO₂ em função dos diferentes mecanismos de armadilhagem nas

formações geológicas e do tempo de injeção.

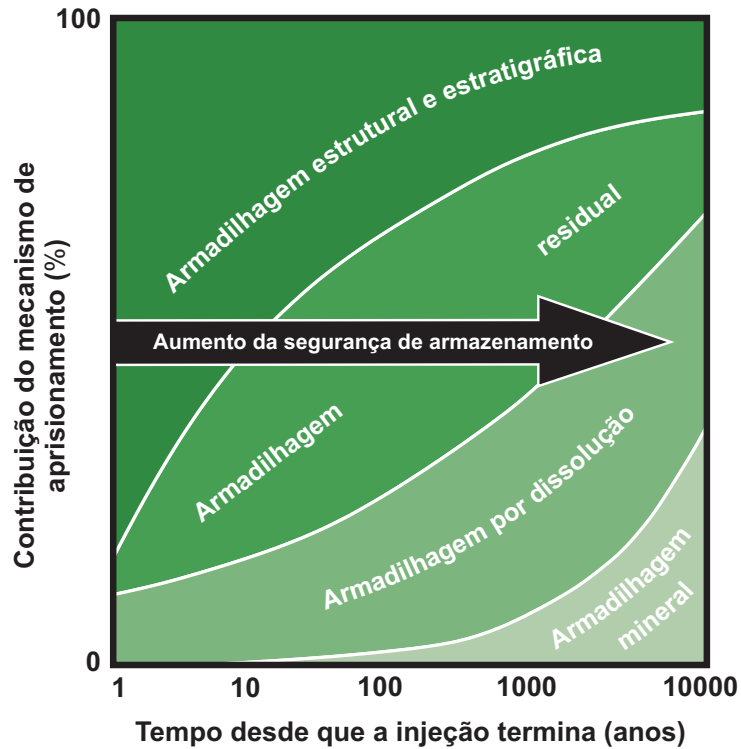


Figura 2. Mecanismos de armadilhagem do CO₂ em função do tempo (Metz et al., 2005).

Uma das etapas importantes para o armazenamento geológico do CO₂ é a escolha adequada do local (Raza et al., 2019). Geralmente, os requisitos necessários para o armazenamento geológico de CO₂ em reservatórios convencionais incluem propriedades adequadas de porosidade, espessura e permeabilidade da rocha reservatório, capacidade selante da rocha de cobertura e um ambiente geológico estável. Enquanto que nos reservatórios não-convencionais do tipo carvão e *shale*, devido ao teor em matéria orgânica elevado, os parâmetros geológicos, armadilha e cobertura (Tabela 1), não constituem um papel relevante no processo de armadilhagem nesses reservatórios, uma vez que em reservatórios ricos em matéria orgânica, o armazenamento do CO₂ é alcançado principalmente por processos de adsorção (Bromhal et al., 2005; Metz et al., 2005; Rodrigues et al., 2015).

Tabela 1. Características de alguns parâmetros geológicos importantes em reservatórios convencionais e não-convencionais, modificado de Rodrigues et al. (2015).

Parâmetros geológicos	Reservatórios convencionais	Reservatórios não-convencionais (carvão e shale)
Armadilha	Presente	Armazenamento por adsorção na matéria orgânica (armadilha não é necessária)
Cobertura	Presente	Armazenamento por adsorção na matéria orgânica (cobertura não é necessária)
Porosidade do reservatório	Alta > 10 %	Baixa < 10 %
Permeabilidade do reservatório	Alta > 100 mD	Baixa < 0,1 mD

Injeção de dióxido de carbono em reservatórios geológicos

A injeção do CO₂ em reservatórios geológicos é preferencialmente realizada no estado supercrítico (Figura 3), uma vez que apresenta maior densidade (Figura 4), possibilitando o armazenamento de uma maior quantidade de CO₂ num mesmo volume de rocha (Voormeij & Simandl, 2004; Newella & Ilgen, 2018).

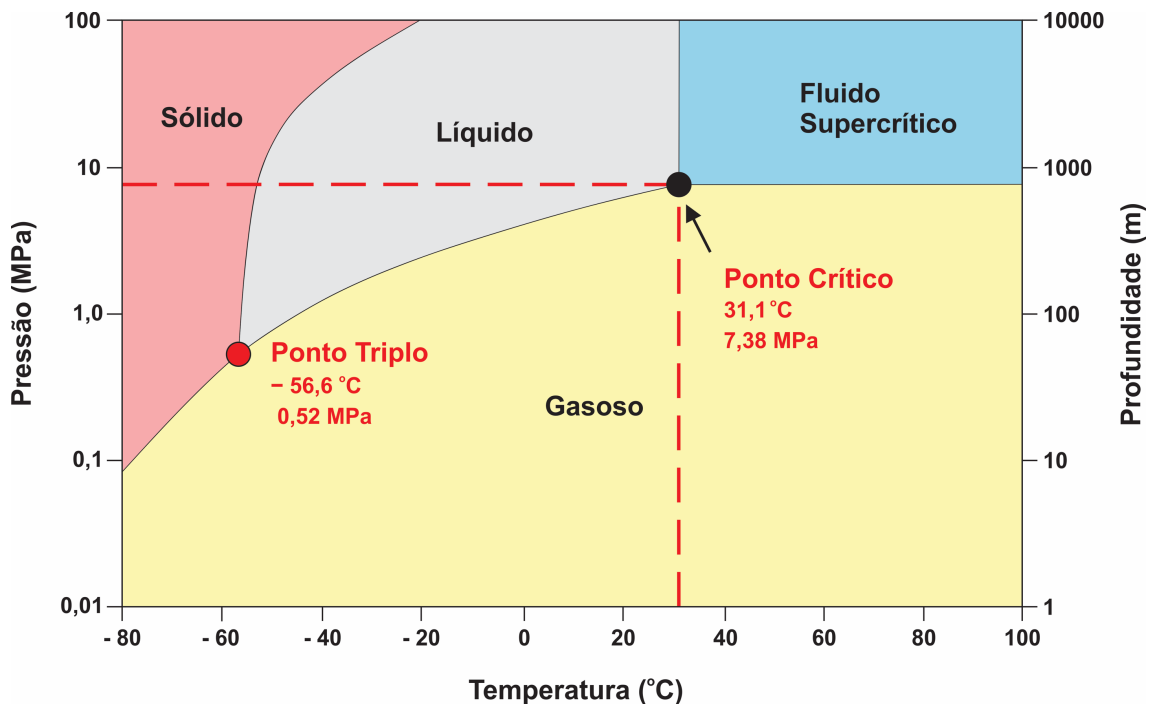


Figura 3. Diagrama de fases do CO₂, modificado de Raza et al. (2019).

Nas condições de pressão e temperatura correspondentes à temperatura 0 °C e à pressão de 0,1 MPa, o CO₂ ocorre naturalmente no estado gasoso, com uma massa molar de 44,01

g/mol. O ponto triplo corresponde aos valores de temperatura e pressão de $-56,6\text{ °C}$ e a $0,52\text{ MPa}$, respectivamente, e coexistem os estados físicos sólido, gasoso e líquido. O ponto crítico do CO_2 ocorre à temperatura de $31,1\text{ °C}$ e pressão $7,38\text{ MPa}$ (Figura 3). Neste ponto, o estado supercrítico tem propriedades de um gás e de um líquido (Raza et al., 2019). Tendo em conta o gradiente geotérmico médio e o aumento das pressões hidrostáticas, normalmente em formações geológicas, a profundidades superiores a 800 m , o CO_2 encontra-se no estado supercrítico, com uma densidade elevada na faixa dos 500 g/m^3 a 700 g/m^3 , semelhante à fase líquida eficiente para minimizar as forças de fluabilidade que causariam o vazamento de volta para a atmosfera, mas que ainda permite ocupar todo o espaço disponível, tal como um gás (Bachu, 2007; Raza et al., 2016). Por outro lado, em profundidades superiores ao $1,5\text{ km}$, a densidade e o volume específico do CO_2 tornam-se quase constantes (Metz et al., 2005), conforme ilustrado na figura 4.

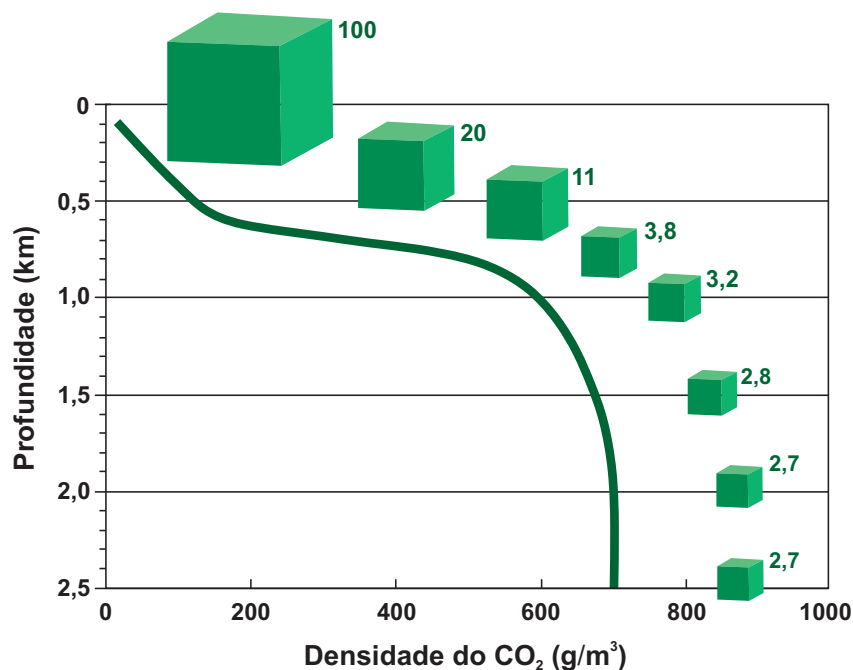


Figura 4. Densidade do CO_2 em função da profundidade, assumindo pressão hidrostática e gradiente geotérmico de 25 °C/km e temperatura superficial de 15 °C (com base nos dados de densidade de Angus et al., 1973). Os cubos representam o volume relativo ocupado pelo CO_2 até aos 800 m de profundidade (Metz et al., 2005).

Segundo o IPCC (2005), as principais opções para o armazenamento geológico do CO_2 são: em reservatórios de petróleo e gás despressurizados, na recuperação avançada de petróleo, *Enhanced Oil Recovery* (EOR), recuperação avançada de gás, *Enhanced Gas*

Recovery (EGR); em aquíferos salinos profundos (*onshore* ou *offshore*); em camadas profundas de carvão inexploráveis, no uso do CO₂ na recuperação avançada de metano do carvão em camada, *Enhanced Coalbed Methane* (ECBM); e nas formações basálticas. Adicionalmente, a utilização das tecnologias CAC em reservatórios não-convencionais de *shales*, caracterizados por permeabilidades baixas, já se considera viável para o armazenamento seguro de CO₂ e, ao mesmo tempo, permitem intensificar a produção economicamente viável de petróleo e gás (Rodrigues et al., 2015; CSLF, 2019; Dütschke et al., 2019). Na aplicação das tecnologias CAC em *shales*, o CO₂ será armazenado preferencialmente no estado adsorvido nas áreas de superfície interna dos poros da matéria orgânica, implicando a expulsão dos hidrocarbonetos armazenados na estrutura porosa da matéria orgânica, o que irá provocar um efeito de recuperação dos hidrocarbonetos que se encontrem armazenados na estrutura microporosa orgânica (Kazemi & Takbiri-Borujeni, 2016; Ajayi et al., 2019).

Como anteriormente mencionado neste capítulo, as soluções que se consideram como mais viáveis para o armazenamento geológico de CO₂ em Angola são: reservatórios de petróleo e gás despressurizados e cavernas de sal. A grande capacidade de reservatórios de petróleo e gás despressurizados para armazenar CO₂ já é bem conhecida desde a década de 70 do século XX, cuja injeção de CO₂ foi utilizada com o objetivo de estimular a recuperação adicional de petróleo (NETL, 2012; Choi et al., 2013). No entanto, as urgências no combate às mudanças climáticas colocaram as tecnologias CAC em evidência e acabou por levantar questões no que diz respeito ao papel exercido pelo CO₂-EOR dentro deste contexto. De acordo com NEORI (2012), já foram executados inúmeros projetos de EOR de forma segura e eficaz, os quais demonstraram que o CO₂ injetado nos campos de petróleo podem ficar armazenados nas formações geológicas sem que ocorram fugas, os quais têm que ser devidamente monitorados. A indústria dos Estados Unidos da América, que possui uma vasta experiência e conhecimento decorrente da execução de mais de 50 projetos destinados a CO₂-EOR desde o início da década de 70 do século XX, mostrou que aproximadamente 30 milhões de toneladas de CO₂ são injetados anualmente, principalmente no oeste do Texas. O Projeto Weyburn no Canadá que teve início em 2000, também merece destaque, sendo atualmente injetados anualmente cerca de 3 milhões de toneladas de CO₂ (GCCSI, 2019). Na realidade, a utilização do CO₂ em projetos de EOR pode ajudar a minimizar as emissões de GEE na atmosfera induzidas

pela intervenção antrópica e ao mesmo tempo apresenta contrapartidas financeiras com a recuperação acrescida de petróleo, tornando estes projetos economicamente exequíveis (Shaw & Bachu, 2002; Figuera et al., 2014; Alfi et al., 2015). Assim sendo, os projetos EOR potenciam a produção de petróleo, prolongando a vida útil dos campos maduros e aumentando a eficiência do processo de extração do petróleo através da injeção do CO₂ no estado supercrítico (NETL, 2017; Saini, 2017). O processo ocorre quando o CO₂ desloca o petróleo residual *in situ*, o qual não foi produzido durante a produção primária e a recuperação secundária. Adicionalmente, os projetos EOR apresentam um potencial de recuperação (terciária) de cerca de 7 % a 23 % (média de 13,2 %) do petróleo original *in situ*, aumentando a taxa de produção total de um reservatório de petróleo (IPCC, 2005). Adicionalmente, o CO₂ é um excelente solvente em operações de EOR e é mais eficaz que outros gases, nomeadamente o azoto (N), podendo recuperar aproximadamente até 70 % do petróleo original *in situ* que não foi produzido durante a recuperação secundária (Ajayi et al., 2019).

Neste sentido, o armazenamento de CO₂ em reservatórios petróleo e gás despressurizados é considerada uma das opções das tecnologias CAC mais eficientes, devido a uma série de vantagens que incluem (Aminu et al., 2017): i) o facto de existir uma acumulação de hidrocarbonetos nesses reservatórios; ii) já existe um conjunto de estudos e análises de viabilidade técnica, o qual foi produzido durante a fase de pesquisa e produção, incluindo o cálculo da capacidade de armazenamento; iii) já possuem infraestruturas, tanto de superfície quanto de subsuperfície, tais como poços de produção e de injeção e gasodutos e oleodutos para o transporte; iv) a injeção de gases como o CO₂ como parte das técnicas de EOR é comum e empregada no setor de petróleo e gás, tal como já se referiu, desde a década de 70 do século XX, e essa experiência pode ser agora direcionada para o estudo propriamente dito do processo de armazenamento de CO₂ e para entender quais os riscos associados à injeção de CO₂. Quando se trata de reservatórios de petróleo e gás despressurizados, a segurança no processo de armazenamento a longo prazo deve ser levada em consideração, pois o CO₂ injetado acarretará um aumento gradual de pressão do reservatório podendo trazer alguns riscos de estabilidade à rocha de cobertura (Ding et al., 2019). Sendo assim, os reservatórios de petróleo e gás despressurizados para o armazenamento de CO₂ devem atender a certos requisitos que garantam a integridade do local de armazenamento e a eficiência da atividade, tais como (Bachu, 2007; Zhang &

Huisingh, 2017): i) volume de poros suficiente para armazenar o CO₂ injetado; ii) capacidade selante da rocha de cobertura para prevenir a migração ascendente de CO₂; iii) ambiente geológico estável, geoquimicamente e geomecanicamente, para não comprometer a integridade do local ao injetar o CO₂ e; iv) profundidade do reservatório, a qual terá que ser superior a 800 m, pois assim garante que o CO₂ se encontra num estado supercrítico com densidade elevada, viscosidade baixa, fluidez boa, minimizando assim o volume de armazenamento e fazendo com que o gás injetado possa fluir facilmente por entre os poros ou fraturas nas rochas.

Por outro lado, as tecnologias CAC aplicadas especificamente em cavernas de sal foi estabelecida há mais de 40 anos, sendo, desde então, amplamente utilizada na Europa e nos Estados Unidos da América. As cavernas de sal podem ocorrer em camadas ou diápiros, sendo estas últimas as que melhor se adequam a este tipo de armazenamento, uma vez que a sua estrutura mais homogênea permite uma dissolução uniforme (Confort, 2006). A eficiência do armazenamento do CO₂ é garantida pelas características do sal-gema das formações, nomeadamente uma permeabilidade baixa ao gás e uma plasticidade elevada. Adicionalmente, a pressão de armazenamento do gás na caverna de sal é função da profundidade, geralmente é limitada aos 2000 m. Quanto maior for a distância entre a caverna de sal e a superfície maior será o estado de tensão instalado na caverna, permitindo pressões de gás mais elevadas que originam tensões contrárias às instaladas, o que, por sua vez, permitirá o armazenamento de um volume maior de gás, fruto da sua compressibilidade. Ao contrário, quanto menor é a profundidade, menor será a estabilidade da caverna e, portanto, menores serão as pressões de gás admissíveis. Portanto, ao selecionar-se um potencial reservatório para o armazenamento geológico de CO₂ é necessário analisar os critérios apropriados para assegurar o sucesso do projeto, para além de maximizar o volume de CO₂ que pode ser armazenado (Zhang & Huisingh, 2017).

3. MATÉRIA ORGÂNICA SEDIMENTAR FÓSSIL

A matéria orgânica representa o material presente nas rochas sedimentares que é constituído por moléculas orgânicas, sob a forma monomérica ou polimérica, derivadas direta ou indiretamente da parte orgânica dos organismos (Arndt & LaRowe, 2018). A matéria orgânica é formada a partir da acumulação de restos de plantas terrestres, composta por lignina e carboidratos, organismos planctónicos e bactérias, constituídos basicamente por lípidos e proteínas, em ambientes de energia baixa e preferencialmente anóxicos, que permitem a sua preservação (Tissot & Welte, 1984; Mendonça Filho & Gonçalves, 2017). A produção, acumulação e preservação da matéria orgânica são os pré-requisitos para a formação de rochas com conteúdo em matéria orgânica (Whelan & Farrington, 1992; Mendonça Filho & Gonçalves, 2017). A produção da matéria orgânica tem como processo base e fundamental a fotossíntese. Na fotossíntese realiza-se o processo de conversão da energia solar em energia química. Basicamente ocorre a transferência do H₂ a partir da água (H₂O) para o CO₂ para produzir matéria orgânica, sob a forma de glicose e O₂ (Tissot & Welte, 1984). A acumulação da matéria orgânica nos sedimentos é controlada por um conjunto de condições, incluindo a produção de biomassa e os processos de degradação e transporte da matéria orgânica. Assim, a quantidade e qualidade da matéria orgânica acumulada nos sedimentos são o resultado da influência combinada da produtividade da biomassa, da degradação bioquímica da matéria orgânica e dos processos de deposição. Adicionalmente, a origem da matéria orgânica pode ser autóctone, quando é incorporada nos sedimentos no mesmo local onde se forma, ou alóctone quando os sedimentos não são originários do ambiente de sedimentação (Mendonça Filho et al., 2010b). A deposição de sedimentos de granulometria fina (fração argila ou mesmo silte) dificulta o acesso ao O₂ dissolvido na água, favorecendo as condições de anoxia e diminuindo a possibilidade de desenvolvimento de bactérias aeróbicas que promovem a decomposição da matéria orgânica aumentando, deste modo, a possibilidade de preservação da matéria orgânica

(Durand, 1980; Mendonça Filho & Gonçalves, 2017).

A matéria orgânica sedimentar fóssil pode ocorrer sob duas formas: matéria orgânica concentrada e matéria orgânica dispersa (Tissot & Welte, 1984). A matéria orgânica concentrada, o que implica que a rocha sedimentar é constituída por quantidades significativas de matéria orgânica (> 50 %) e que se formam em ambientes normalmente continentais, dando origem ao carvão. No entanto, a matéria orgânica concentrada não será abordada em detalhe porque foge ao foco do presente trabalho. Neste trabalho será abordada em pormenor a matéria orgânica dispersa, uma vez que o objeto de estudo da tese são as rochas da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás, em Angola, as quais são caracterizadas por argilitos e *shales* ricos em matéria orgânica, conforme defendido por Pereira et al. (2021) e Rodrigues et al. (2021).

3.1. Matéria Orgânica Dispersa

As rochas sedimentares com matéria orgânica dispersa formam-se, preferencialmente, em ambientes marinhos e em ambientes de transição, as quais apresentam teores em matéria mineral mais elevados que os de matéria orgânica (Tissot & Welte, 1984; Flores & Suárez-Ruiz, 2017).

Em Petrologia Orgânica, a matéria orgânica dispersa nos sedimentos inclui os seguintes grupos de macerais: vitrinite, liptinite, inertinite, zooclastos e produtos secundários. A quantidade relativa destes elementos é um fator determinante para a classificação do tipo de cerogéneo presente na rocha. A classificação usada para os constituintes orgânicos da matéria orgânica dispersa segue a Classificação do *International Committee for Coal and Organic Petrology* (ICCP, 1971, 1998, 2001).

A. Grupo da vitrinite

O grupo da vitrinite é constituído pelos constituintes botânicos ligno-celulósicos que evoluíram por gelificação em condições essencialmente anaeróbicas, durante as primeiras fases do processo de maturação (diagénese). Os macerais do grupo da vitrinite

são caracterizados por teores em O_2 elevados. Em observação ao microscópico os macerais do grupo da vitrinite apresentam uma cor cinza, e os valores do poder refletor da vitrinite são medianos, os quais encontram-se entre os dos macerais do grupo da liptinite e os dos macerais do grupo inertinite. É o principal grupo de macerais de muitos cerogêneos e carvões, ocorrendo em praticamente todos os ambientes de deposição (Flores & Suárez-Ruiz, 2017).

B. Grupo da liptinite

O grupo da liptinite é composto por elementos botânicos estruturados, tais como, esporos, pólenes, cutículas, algas e resinas, que apresentam uma composição química idêntica e possuem uma evolução semelhante durante o processo de maturação. Os macerais deste grupo são ricos em H_2 e enxofre (S) e apresentam valores de poder refletor da vitrinite baixos comparativamente com os do grupo da vitrinite e da inertinite. É um grupo de macerais raro na natureza, e ocorre na maior parte das vezes em ambientes lacustres e marinhos pouco profundos (Pickel et al., 2017).

C. Grupo da inertinite

O grupo da inertinite é constituído por precursores vegetais ligno-celulósicos, tal como no grupo da vitrinite, mas que evoluíram por fusinização em condições oxidantes (aeróbicas). Os macerais deste grupo são relativamente ricos em carbono (C) e pobres em O_2 , H_2 e S. Apresentam valores de poder refletor da vitrinite mais elevados do que os dos macerais dos grupos da vitrinite e da liptinite (Diessel, 2010).

D. Grupo dos zooclastos

O grupo dos zooclastos é composto por fragmentos de partículas orgânicas de origem animal com características morfológicas específicas, como por exemplo, graptólitos, ovos de crustáceos, conchas de ostracodes, tintinídeos, fragmentos de cutículas de insetos ou fragmentos de artrópodes (Flores & Suárez-Ruiz, 2017).

E. Grupo dos produtos secundários

Durante a diagénese e/ou catagénese estes fragmentos orgânicos podem ser gerar produtos que tendem a preencher os espaços vazios disponíveis na matéria orgânica e na matéria mineral, sendo comumente encontrados em rochas sedimentares (Curiale, 1986; Flores & Suárez-Ruiz, 2017). Estes produtos, resultantes da maturação térmica sofrida, são denominados por produtos secundários.

3.2. Palinofácies

O conceito de palinofácies, inicialmente definido por Combaz (1964) e ampliado por Tyson (1995), consiste num conjunto distinto de matéria orgânica palinológica, que reflita as condições ambientais específicas ou que possa ser associado com as características das rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos. A integração das técnicas de microscopia e geoquímica orgânicas conduziu a um conceito mais sofisticado e integrado, o da Organofácies de Cornford et al. (1979), cuja definição estabelece que os parâmetros organopetrográficos e geoquímicos caracterizam uma dada associação de sedimentos. O termo fácies orgânica foi introduzido por Roger (1980), o qual afirmou que fácies orgânica é definida pelo conteúdo (tipo e quantidade), fonte e ambiente deposicional da matéria orgânica. Segundo Mendonça Filho (2011d), o estudo das palinofácies pode ser aplicado na determinação dos tipos de cerogéneo e a sua abundância, fornecendo informações relativas ao ambiente de deposição e ao potencial petrolífero. A análise das palinofácies envolve o estudo integrado de todos os aspetos das associações da matéria orgânica palinológica, que incluem a identificação dos componentes particulados individuais, a avaliação das suas proporções absolutas e relativas, o tamanho das partículas e seus estados de conservação através de técnicas de microscopia em luz branca transmitida e luz azul incidente em lâminas organopalinológicas.

Numa abordagem geral, considerando os trabalhos de definição conceptual de diversos autores (*e.g.*, Traverse, 1994; Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999), a matéria orgânica contida nos sedimentos, após a remoção da matriz sedimentar através de acidificação com ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF) e analisada em microscópio sob luz branca transmitida e luz azul incidente em lâminas organopalinológicas, é referente a três grupos:

fitoclastos, palinomorfos e material amorfo, conforme as tabelas 2; 3 e 4.

Tabela 2. Classificação detalhada dos componentes palinológicos individuais para o grupo dos fitoclastos proposta por Tyson (1995), Vicent (1995), Mendonça Filho (1999) e Mendonça Filho et al. (2002, 2010b, 2011d, 2012).

SUBGRUPOS		DESCRIÇÃO		
DERIVADO DE VEGETAIS SUPERIORES TERRESTRES OU FUNGOS	<p>Equidimensional Razão Comprimento: altura < 2</p>	Partícula de cor preta ou opaca, mesmo nos bordos da partícula; de forma quadrática; contornos regulares; normalmente sem bioestrutura interna.		
	<p>Alongado Razão Comprimento: altura > 2</p>	Partícula de cor preta ou opaca, mesmo nos bordos da partícula; contornos regulares.		
	<p>Corroído</p>	Partícula de cor preta ou opaca; contornos mais difusos; irregulares.		
		Hifas de Fungo	Fragmentos de hifas; cor castanha; filamentos individuais do micélio da fase vegetal do fungo (superior) eumycote.	
		Não-bioestruturado	Não tem bioestrutura; translúcido, geralmente de cor castanha; forma equidimensional ou alongada.	
		Bioestruturado	Geralmente de cor castanha; forma alongada a equidimensional; estrutura interna claramente visível. Estriado: mostram lineações (lineações regulares fibrosas). Listrado: listras irregulares ou desiguais (podem ser espessas). Bandado: com espessamento lateral paralelo igual e regular. Perfurado: apresentam perfurações.	
		Cutícula	Tecido da epiderme de plantas superiores. Partícula com cor amarelo pálido-verde, amarelo, avermelhado-amarelo. Contornos celulares regulares; tipo folhas; e em alguns casos estomas visíveis. Ocasionalmente, podem ocorrer tecidos cuticulares mais espessos, neste caso, a cutícula está associada às camadas mais internas do vegetal, como córtex ou epiderme.	
		Membrana	Partículas de cor amarelo-pálido; fina; tipo folha; irregular. Sem estrutura celular.	
		<p>Não degradado contorno nítido (pode ser irregular). Pode ser lascado.</p> <p>ou</p> <p>Degradado contorno irregular e difuso ou Pseudoamorfo/ "Amorfo" contorno difuso pode apresentar cor castanha clara, castanha e castanha escura. Começa a apresentar características de MOA, mas com aparência homogênea; sem pirite; sem inclusões. Pode exibir fluorescência.</p> <p>ou</p> <p>Em decomposição (gelificado) "Altamente preservado" Contorno irregular em luz branca transmitida, exibe cor de fluorescência. As características indicam elevado grau de preservação química, devido a condições específicas.</p>		
		<p>Geralmente são opacos, mas podem ser translúcidos (castanho escuro). Células de tecido esclerenquimático, com parede secundária espessa e impregnadas de lignina. Encontradas em diferentes partes do vegetal (raiz, caule, olha) e têm a função de sustentação e resistência. Os esclerídeos podem ocorrer total ou parcialmente carbonizadas por processos de combustão e/ou oxidação, podendo ser classificados como componentes opacos (pretos) ou não opacos.</p>		

Tabela 3. Classificação detalhada dos componentes palinológicos individuais para o grupo dos palinóforos proposta por Tyson (1995), Vicent (1995), Mendonça Filho (1999) e Mendonça Filho et al. (2002, 2010b, 2011d, 2012).

SUBGRUPO		DESCRIÇÃO
ESPOROMORFO	Esporo	Palinomorfo terrestre produzido por pteridófitas, briófitas e fungo
	Grão de pólen	Palinomorfo terrestre produzido por gimnospermas e angiospermas
MICROPLÂNCTON DE ÁGUA DOCE	<i>Botryococcus</i>	Algas <i>Chorococcales</i>
	<i>Pediastrum</i>	
	Zigósporos do tipo <i>Zygnema</i>	Família Zygnemataceae
	Desmidiales	Ordem desmidiales
MICROPLÂNCTON MARINHO	Quistos de dinoflagelado	Células produzidas durante a fase sexual do ciclo de vida de dinoflagelados
	Prasinófitas	Microfósseis produzidos por pequenas algas quadriflageladas
	Acrítarca	Quistos fossilizados, unicelulares com parede orgânica. Não têm <i>status</i> taxonómico
ZOOMORFOS	Palinoforaminífero	Película interna quitinosa que reveste a carapaça de foraminíferos
	Escolecodonte	Elementos dispersos do aparelho bucal de anelídeos poliquetas
	Quitinozóario	Vesículas em forma de frascos ou pequenas garrafas ocas
OUTROS	Zooclastos (ex.: Graptólitos, ovos de Crustáceo); <i>Spongophyton</i> .	

Tabela 4. Classificação detalhada dos componentes palinológicos individuais para o grupo da matéria orgânica amorfa proposta por Tyson (1995), Vicent (1995), Mendonça Filho (1999) e Mendonça Filho et al. (2002, 2010b, 2011d, 2012).

SUBGRUPO		DESCRIÇÃO
"MOA" MOA derivada de fitoplâncton ou material bacteriano – derivada do retrabalhamento microbiológico.		Material não estruturado, nem morfologia ou forma; cores: amarela- laranja-vermelha; laranja-castanha, cinzenta; frequentemente apresentam inclusões de pirite e palinomorfos. Podem exibir ou não cor de fluorescência.
Resina		Partícula não estruturada (fragmentos vítreos), hialina, usualmente arredondada, homogênea, forte fluorescência.
Produtos Amorfos	Produtos de tecidos de macrófitas (Pseudoamorfos/ "Amorfos")	Contornos difusos, pode apresentar cor castanha clara, castanha e castanha escura; começa a mostrar algumas características de MOA, mas homogênea (fraca fluorescência), não tem pirite, nem inclusões: pode exibir fluorescência.
	Estejas Microbianas	Em luz branca refletida corresponde essencialmente ao maceral lamalginite. Material amorfo não estruturado, intensamente fluorescente e de origem bacteriana. Pode ser fina, pelicular, com impressões de crateras pela dissolução de carbonatos da matriz mineral no processo de isolamento por maceração ácida. Pode apresentar-se sob forma de placas densas, compactas, com contornos angulares.
	Produto de bactérias Substância bacteriana extracelular polimérica (EPS)	Bainha de mucilagem. Contornos difusos, fina, pode apresentar cor: amarelo pálido, amarelo, laranja e cinzento. Não tem inclusões nem pirite inclusa. Pode exibir fluorescência intensa.

Os fitoclastos englobam partes de vegetais superiores terrestres e fungos, alguns com autofluorescência e estão divididos em opacos e não opacos, onde se incluem as cutículas e membranas e hifas de fungos (Tabela 2). Por apresentar uma proporção de H₂ baixa na sua composição, a sua taxa de transformação em hidrocarbonetos é pequena. Os palinomorfos compreendem todos os componentes de parede orgânica que resistiram ao ataque com HCl e HF estando divididos em esporomorfos, microplâncton de água doce, microplâncton marinho, zoomorfos e zooclastos (Tabela 3). Quando submetidos a maturação, no intervalo da catagénesis, os palinomorfos possuem uma boa taxa de transformação em hidrocarbonetos líquidos. Por sua vez, o material amorfo corresponde a todo o material orgânico não estruturado produzido por bactérias, fitoplâncton, resinas vegetais de plantas superiores, agregados orgânicos degradados e é dividido em três subgrupos: matéria orgânica amorfa ("MOA"), resinas e produtos amorfos (Tabela 4). A ausência de fluorescência geralmente indica uma matéria orgânica oxidada ou termicamente muito evoluída, pobre em H₂. Sendo assim, com o aumento da evolução térmica, a MOA que inicialmente apresentava fluorescência vai ficando menos fluorescente, devido à perda de H₂ durante o processo de geração de petróleo e gás.

3.3. Cerogéneo: Composição e Natureza

Os *shales* consistem em rochas sedimentares que apresentam um conteúdo variável em

cerogéneo, realidade que podem gerar e armazenar hidrocarbonetos na sua estrutura microporosa, funcionando em simultâneo como rocha-mãe e rocha reservatório (Glorioso & Rattia, 2012). O cerogéneo é a fração da matéria orgânica insolúvel em compostos aquosos alcalinos e solventes orgânicos comuns. Nesta definição do foro da geoquímica orgânica, entende-se que a fração extraível com solventes orgânicos é designada por betume (Figura 5). O cerogéneo é formado por macromoléculas de núcleos cíclicos condensados e ligados por ligações heteroatómicas ou cadeias alifáticas (Mendonça Filho & Gonçalves, 2017).

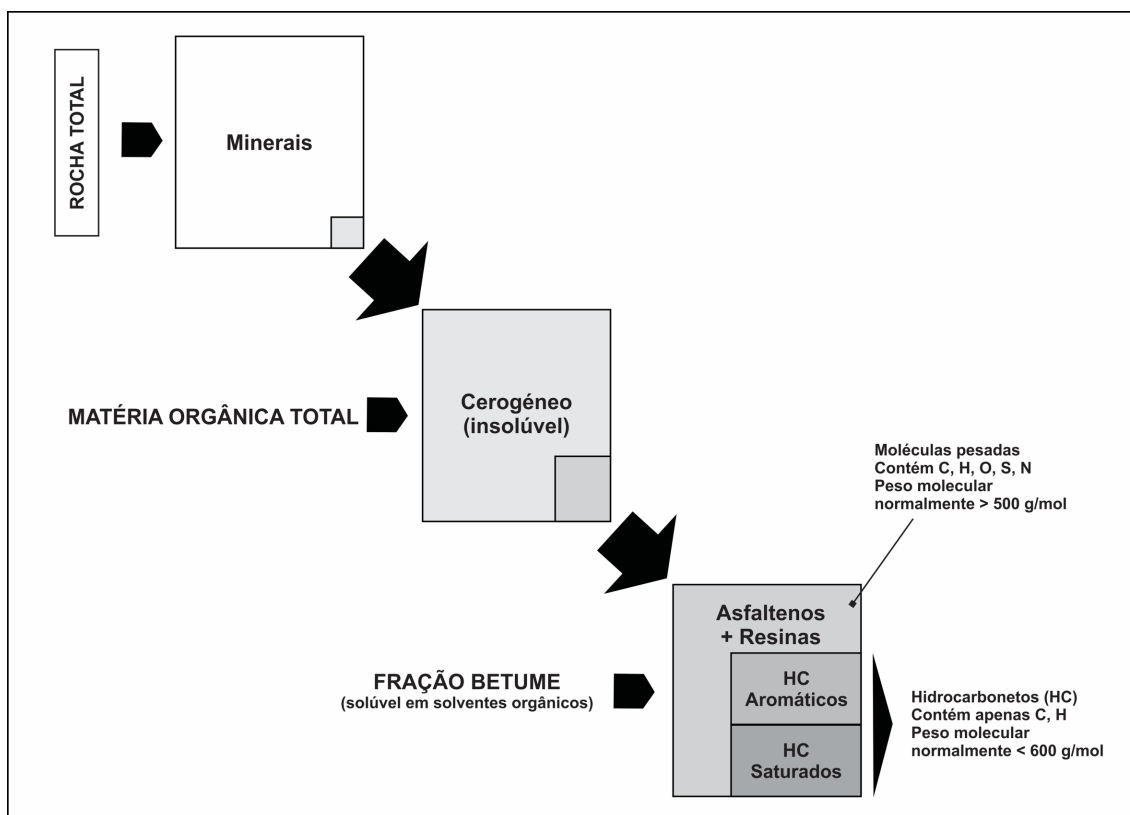


Figura 5. Composição da matéria orgânica em rochas sedimentares (Tissot & Welte, 1978).

Com base na aplicação de técnicas físicas e químicas no estudo do cerogéneo é possível obter informações sobre a sua composição, nomeadamente, as proporções relativas dos seguintes elementos químicos, C, H e O, o que permitiram a van Krevelen (1961) elaborar um diagrama para a classificação e evolução térmica dos tipos de cerogéneos (Figura 6). Os diferentes tipos de cerogéneos apresentam diferentes trajetórias evolutivas ao longo da maturação no diagrama de van Krevelen, as quais são definidas através das relações atómicas H/C e O/C (Taylor et al., 1998). A identificação de cada tipo de cerogéneo

fornece informações em termos de composição química, origem da matéria orgânica e potencial gerador em hidrocarbonetos (Tissot & Welte, 1984).

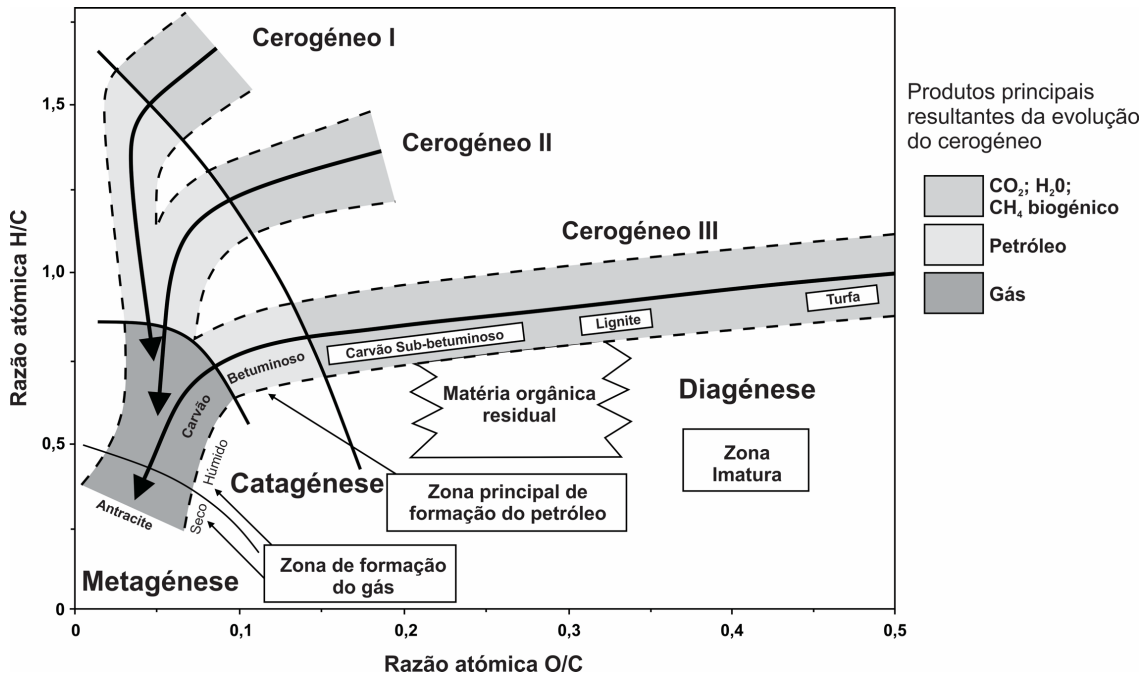


Figura 6. Diagrama de van Krevelen com as relações atômicas H/C e O/C, mostrando os tipos de cerogéneos com os seus respetivos macerais (Lemos de Sousa et al., 2012).

H: hidrogénio; C: carbono; O: oxigénio; CO₂: dióxido de carbono; H₂O: água.

A. Cerogéneo do tipo I

O cerogéneo do tipo I é rico em H₂ e pobre em O₂, sendo constituído predominantemente por matéria orgânica rica em lípidos. A matéria orgânica precursora é representada, essencialmente, pelos esporos, pólenes e material algal (algas de água doce e algas marinhas do género *Tasmanites*), depositada essencialmente em ambientes lacustres. Apresenta razões atômicas de H/C elevadas e de O/C baixas, o que teoricamente sugere que a estrutura molecular do carbono é muito rica em estruturas saturadas, principalmente lineares. Este tipo de cerogéneo tem um elevado potencial para gerar hidrocarbonetos líquidos e não são encontrados frequentemente, sendo responsáveis por apenas 2,7 % das reservas mundiais de petróleo e gás (Klemme & Ulmishek, 1991; Mendonça Filho & Gonçalves, 2017).

B. Cerogéneo do tipo II

O cerogéneo do tipo II é mais pobre em H₂ e mais rico em O₂ do que o cerogéneo do tipo I. Deriva de material orgânico geralmente marinho (fitoplâncton e zooplâncton) e também continental (rico em lípidos, tal como esporos e pólenes) e lacustre, com características de ambientes redutores e com teores em S médio a alto, seja como pirite ou S livre, ou associadas a estruturas orgânicas do cerogéneo (Vandenbroucke, 2003). As razões atômicas H/C são mais baixas que as do cerogéneo do tipo I e as razões atômicas O/C são comumente mais elevadas. Compreende uma maior proporção de compostos aromáticos do que o cerogéneo do tipo I, com anéis nafténicos e grupos funcionais oxigenados. Este tipo de cerogéneo apresenta um potencial razoável a bom para gerar hidrocarbonetos líquidos (McCarthy et al., 2011; Petersen, 2017).

C. Cerogéneo do tipo III

O cerogéneo do tipo III é rico em O₂, sendo formado, essencialmente, por compostos orgânicos aromáticos, com poucas cadeias alifáticas derivados de plantas superiores (continentais), podendo, também, conter matéria orgânica de origem marinha. Possui razões atômicas H/C baixas e as razões atômicas O/C são, relativamente, superiores às dos tipos I e II, logo, potencial desprezível para gerar petróleo e potencial elevado para gerar gás (Tissot & Welte, 1984). O carvão é constituído por este tipo de cerogéneo e como tal, o carvão apresenta um potencial elevado quanto à geração de gás frequentemente designado por Metano de Carvão em Camada (MCC) (Rodrigues, 2002; Petersen, 2017).

D. Cerogéneo do tipo IV

O cerogéneo do tipo IV não é considerado, por vários autores (Lemos de Sousa et al., 2012), como um cerogéneo independente, uma vez que se forma em condições locais peculiares e raríssimas. Na realidade, o cerogéneo tipo IV é formado, essencialmente, por matéria orgânica remobilizada ou fortemente oxidada derivada de ambientes marinhos ou continentais, que resulta de processos de combustão, pirólise natural e/ou oxidação anterior ou no momento da deposição. Não apresenta potencial para gerar hidrocarbonetos (Tyson, 1995).

3.4. Estágios de Maturação

A transformação físico-química a que a matéria orgânica é sujeita durante a história geológica das bacias sedimentares não pode ser considerada como um processo isolado. Esta transformação é controlada pelos mesmos fatores que condicionam as variações da composição da fração mineral e da água intersticial dos sedimentos, nomeadamente a atividade biológica num estágio inicial e, posteriormente, a temperatura e a pressão (Tissot & Welte, 1984; Horsfield & Rullkötter, 1994). Segundo Mendonça Filho & Gonçalves (2017), o ciclo evolutivo da matéria orgânica dispersa nos sedimentos é controlado por processos bioquímicos e físico-químicos mais ou menos complexos ocorridos após a deposição da matéria orgânica. Trata-se de um processo lento e contínuo, sendo o produto de um conjunto de variáveis, tais como: contexto tectónico, condições de subsidência e a história térmica da bacia. Após o afundimento, a matéria orgânica existente nas rochas sedimentares sofre inúmeras alterações, inicialmente provocadas pela atividade biológica (microbiana), e posteriormente por processos termodinâmicos associados à subsidência da bacia, nomeadamente, induzidos pelo aumento da pressão e da temperatura, e do tempo durante o qual atuam. Deste modo, a matéria orgânica que fica inicialmente acumulada e preservada num determinado ambiente de deposição sofre diversas alterações devido ao aumento do gradiente geotérmico, como consequência da continua subsidência. Ao conjunto destas alterações dá-se o nome de maturação térmica, a qual é comumente dividida em três estágios principais: a diagénese, a catagénese e a metagénese (Figura 7).

A. Diagénese

O termo diagénese, quando aplicado à matéria orgânica, refere-se ao seu estágio inicial da maturação durante o qual a matéria orgânica é alterada e/ou degradada por processos de transformação biológica e química em condições de temperaturas baixas, até 65 °C (Horsfield & Rullkötter, 1994). De acordo com Hunt (1995), na diagénese, a ação da temperatura e da pressão é baixa, uma vez que este estágio ocorre nas primeiras centenas de metros, normalmente até aos 800 m ou 1000 m de profundidade. Assim sendo, um dos principais agentes de transformação da matéria orgânica é a atividade microbiana, a qual é mais elevada na interface água-sedimento. A atividade microbiana é responsável

pela degradação da matéria orgânica, transformando-a em moléculas simples, tais como CO_2 , N_2 e H_2O em condições aeróbicas, e amoníaco (NH_3), sulfeto de hidrogénio (H_2S) e metano (CH_4) em condições anaeróbicas (Tissot & Welte, 1984; Mendonça Filho & Gonçalves, 2017). Posto isto, neste estágio é possível ocorrer a formação de gás de origem biogénica, isto é, o gás biogénico é gerado pela ação bacteriana, o qual pode ficar armazenado na matéria orgânica por processos de adsorção, libertar-se para a atmosfera ou ficar armazenado em estruturas reservatório superficiais. Os níveis de *COT* são altos ($> 2\%$) no *shale* gás biogénico e relativamente baixos no *shale* gás termogénico, neste último a maioria do cerogéneo foi convertida em hidrocarbonetos (Boyer et al., 2006, 2011; Glorioso & Rattia, 2012). Os componentes que resistem à degradação microbiana consistem em materiais macromoleculares quimicamente mal definidos chamados ácidos fúlvicos, ácidos húmicos ou humina, dependendo de sua solubilidade em ácidos e bases. Estas macromoléculas são consideradas os precursores do cerogéneo, os quais, por sua vez, são os principais precursores dos hidrocarbonetos. A diminuição na concentração numa primeira fase de ácidos fúlvicos e posteriormente de ácidos húmicos ocorre em função da combinação progressiva de reações que se desenvolvem com o aumento da diagénese (Horsfield & Rullkötter, 1994; Mendonça Filho & Gonçalves, 2017). A diagénese é comumente definida por poderes refletores da vitrinite (%Ra) iguais ou inferiores a 0,5 %, correspondendo a matéria orgânica imatura (Rondón, 2007).

B. Catagénese

A catagénese é o estágio que se segue à diagénese e constitui o principal estágio de formação de hidrocarbonetos, ocorrendo a profundidades, normalmente, entre 1000 m e 3000 m e temperaturas entre 65 °C e 200 °C (Thomas, 2004). Durante este estágio, a alifaticidade do cerogéneo diminui e como tal a sua aromaticidade aumenta, sendo que os valores absolutos dependem do tipo de cerogéneo e da temperatura a que é submetido. O aumento da aromaticidade é refletido fisicamente pelo aumento do %Ra que pode ser definida por valores de 0,5 % e 2 %, correspondendo a matéria orgânica matura. A “janela de geração de petróleo” encontra-se entre valores de %Ra de 0,5 % e 1,3 % e a “janela do gás húmido” entre 1,3 % e 2,0 % (Rondón, 2007).

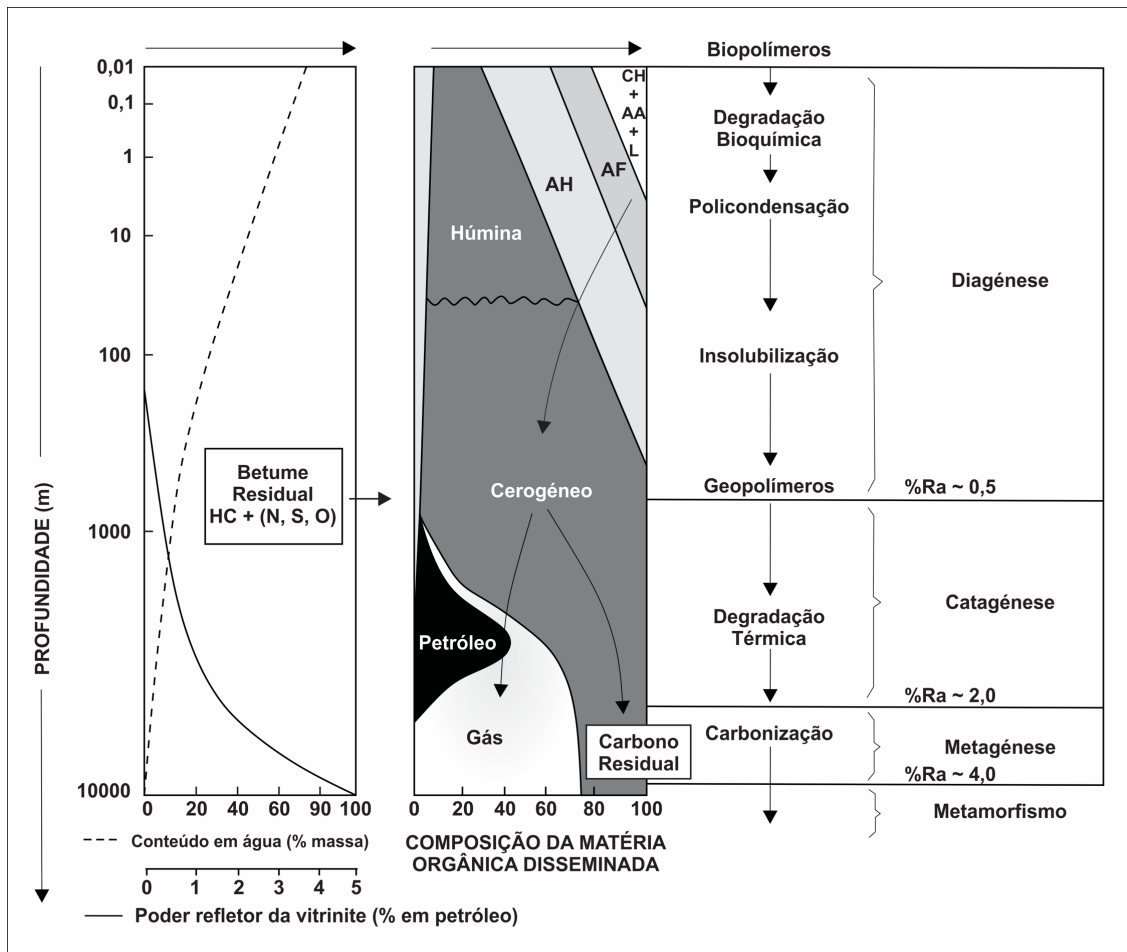


Figura 7. Evolução térmica da matéria orgânica e a geração de petróleo e gás (Tissot & Welte, 1984).

CH: carboidratos; AA: aminoácidos; AF: ácidos fúlvicos; AH: ácidos húmicos; L: lipídios; HC: hidrocarbonetos; N, S, O: compostos N, S, O (polares); %Ra: poder refletor da vitrinite.

C. Metagenese

A metagenese é alcançada somente a grandes profundidades normalmente superiores a 3000 m ou em locais com um gradiente geotérmico elevado, cujas temperaturas teriam que ser superiores a 200 °C, fase em que ocorre o rearranjo das moléculas aromáticas. Estas moléculas, previamente distribuídas de maneira aleatória no cerogéneo, nesta fase foram submetidas a um rearranjo formando moléculas relativamente complexas. A eliminação do H₂ neste estágio é lenta e a razão H/C é menor ou igual a 0,5 %. Os grupos alifáticos e as ligações C = O desaparecem, restando somente as ligações C = C, o que permite considerar as rochas-mãe como potencial para gerar apenas gás seco. Contudo, este último estágio de evolução da matéria orgânica inicia antes do metamorfismo da fração mineral, sendo definido pelo intervalo %Ra de 2 % a 4 %, correspondendo a matéria orgânica sobrematura (Mendonça Filho & Gonçalves, 2017). O

anquimetamorfismo é o estágio posterior à metagénese, onde a temperatura seria superior a 400 °C e a pressão atingiu valores superiores a 300 MPa, condições típicas de zonas profundas, resultando na degradação dos hidrocarbonetos gerados deixando como remanescente a grafite, o CO₂ e algum resíduo de CH₄ (Thomas, 2004). A vitrinite apresenta valores de %Ra superiores a 4 %, correspondendo a valores típicos de desenvolvimento de rochas no domínio da fácies dos xistos verdes e da fácies anfíbolítica (Rondón, 2007).

4. ENQUADRAMENTO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está inserida no contexto geológico de Angola, mais especificamente situada na parte ocidental do *onshore* da Bacia do Kwanza (Figura 8). Angola está geologicamente localizada na sua totalidade dentro da faixa móvel sul do Cratão do Congo, sendo este constituído principalmente por gnaisses polifásicos que na sua maioria sofreram metamorfismo no domínio das fácies xistos-verdes e anfibolitos, bem como intensa deformação (Ernst et al., 2013; Karmakar & Schenk, 2016).

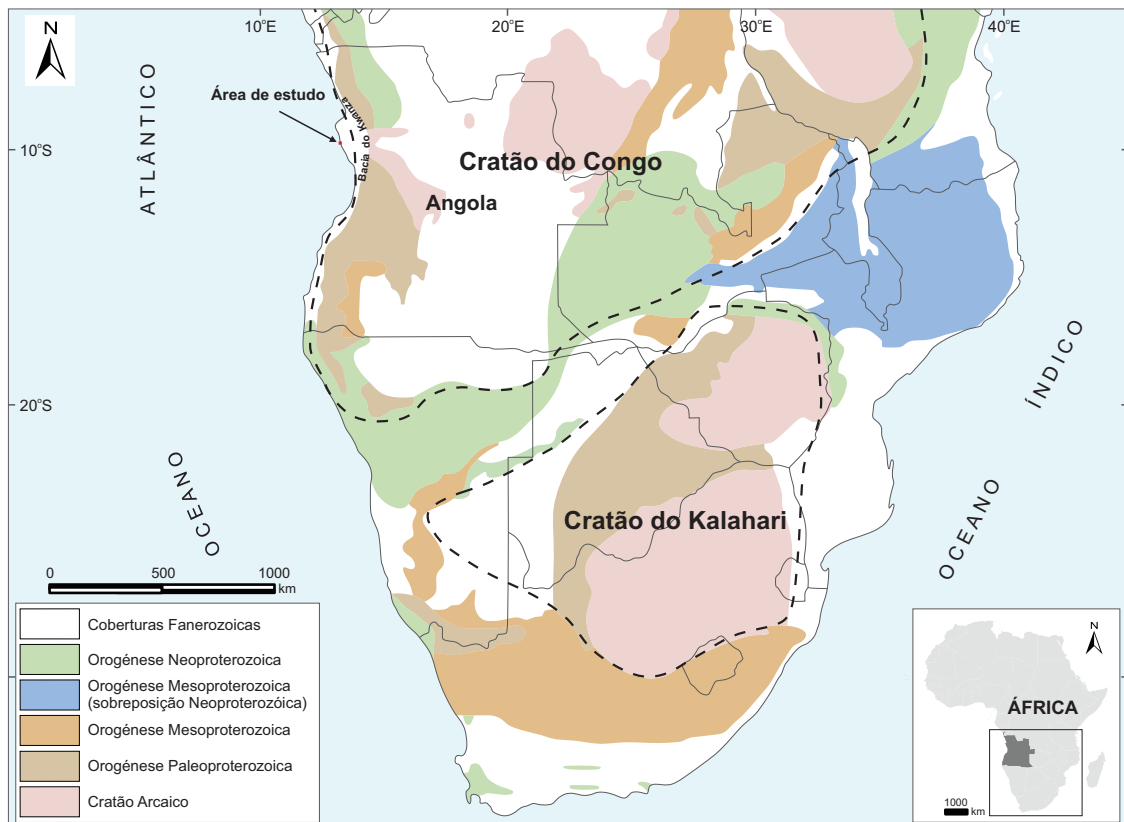


Figura 8. Mapa tectónico simplificado da África Central, modificado de Hanson (2003) e Karmakar & Schenk (2016). A extensão dos cratões do Congo e Kalahari é indicada pelas linhas tracejadas a preto.

A evolução geológica de Angola enquadra-se num contexto geodinâmico complexo, com materiais muito antigos que passaram por processos distintos de evolução. Essa evolução é reconhecida através de núcleos de idades arcaicas e proterozoicas, que foram acompanhados por milonitização localizada, justapondo terrenos distintos do Pré-Câmbrico (base da sucessão de orogenias Pré-Câmbricas) e Fanerozoico (cobertura da plataforma) (Araújo et al., 1992; Ernst et al., 2013). A parte centro-oriental de Angola (Figura 9) é coberta por sedimentos Fanerozoicos (pós-Carbonífero superior), de natureza continental e de idade principalmente meso-cenozoica. Apenas numa estreita faixa ocidental, contígua ao Oceano Atlântico e por vezes intermitente, ocorrem sedimentos marinhos e continentais, de idade meso-cenozoica, correlatas às bacias sedimentares do Baixo Congo, Kwanza e Namibe (Buta-Neto, 2006; Mohriak et al., 2008).

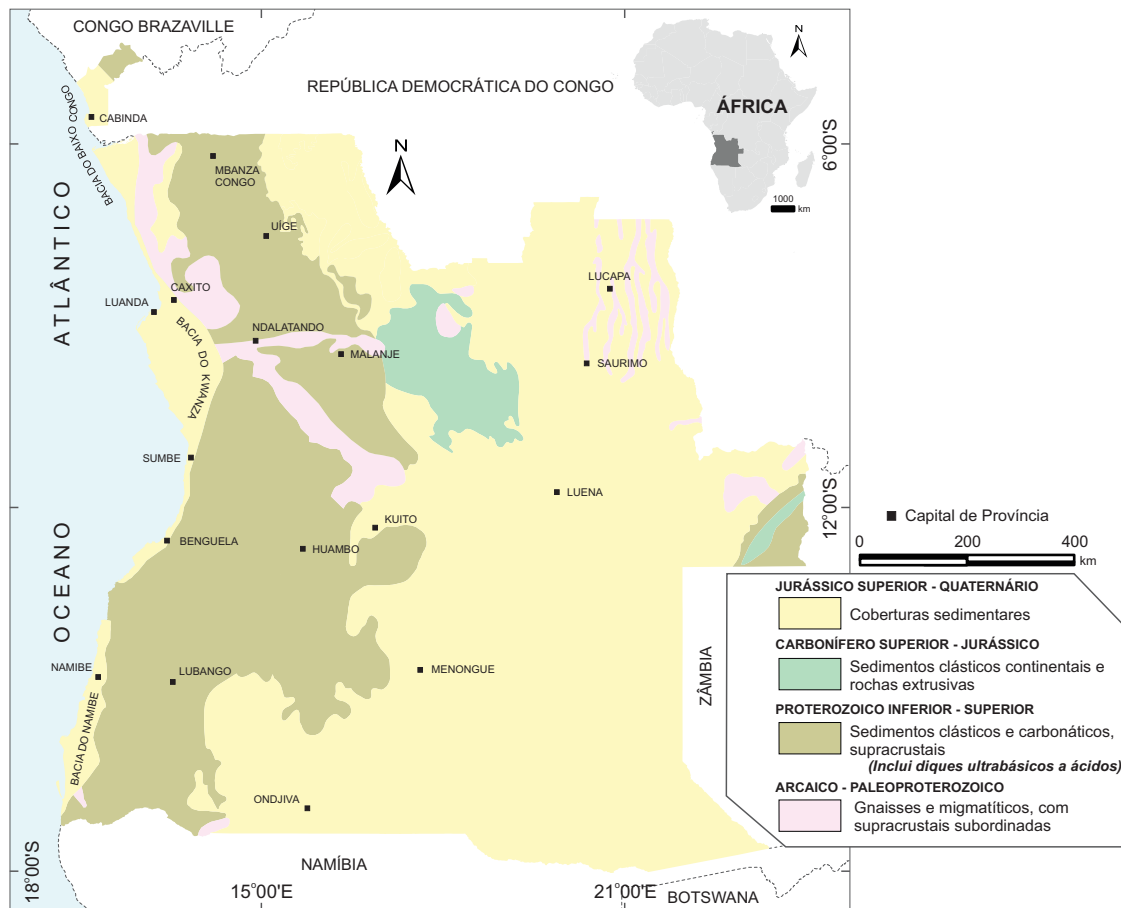


Figura 9. Mapa geológico simplificado de Angola com as principais unidades litostratigráficas, com a localização das bacias do Baixo Congo, Kwanza e Namibe pertencentes à margem passiva angolana, modificado de Araújo et al. (1992).

4.1. Bacia do Kwanza

A Bacia do Kwanza (Figura 10) é uma bacia de margem passiva inserida na parte ocidental de Angola, limitada a Norte pelo Alto do Ambriz e a Sul pelo Alto da Lucira, a qual ocupa grande parte da Província de Luanda, estendendo-se para as províncias do Cuanza Sul, Cuanza Norte e do Bengo. Possui cerca de 25000 km² de área aflorante, cujo depocentro atinge cerca de 4000 m de profundidade (Stark et al., 1991).

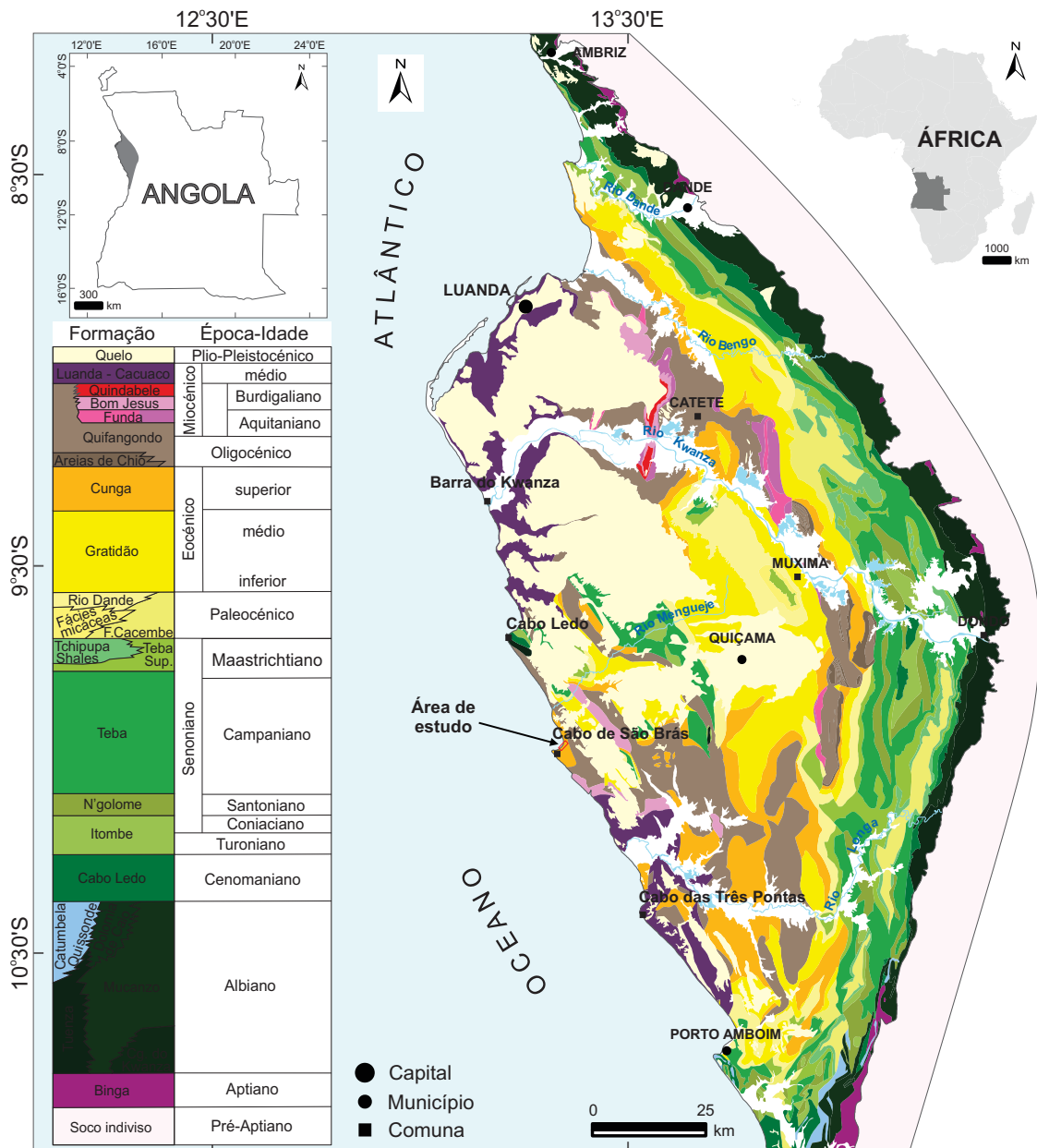


Figura 10. Mapa geológico da Bacia do Kwanza Interior (Total & Sonangol, 1987).

4.1.1. Evolução Tectono-Sedimentar

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Kwanza tem sido estudada por vários autores (*e.g.*, Brognon & Verrier, 1965; Brice et al., 1982; Teisserenc & Villemin, 1990; Guiraud & Maurin, 1992; Karner & Driscoll, 1999; Burwood, 1999; Cainelli & Mohriak, 1999; Hudec & Jackson, 2002; Brownfield & Charpentier, 2006; Mohriak et al., 2008; Guiraud et al., 2010; Beglinger et al., 2012), sendo um ponto consensual que a evolução da bacia ter-se-ia desenvolvido como resposta ao processo de estiramento crustal que atuou durante a fase precoce de separação África e América do Sul, no início do Cretácico Inferior.

Brice et al. (1982) reconheceram na Bacia do Kwanza 4 estágios tectono-sedimentares nomeadamente: Pré-Rifte, Sin-Rifte (I e II), Pós-Rifte e Subsidência regional, tendo sido cada um destes estágios responsáveis pela deposição de sequências litostratigráficas distintas.

A. Estágio Pré-Rifte

Na fase inicial (Tithoniano – Berriasiano), os continentes africano e sul-americano permaneceram estáveis desde o Pré-Câmbrico e integravam um supercontinente, o Gondwana. Posteriormente, passaram a estar sujeitos a um tectonismo moderado durante o Cretácico Inferior, período em que ocorre a formação de algumas bacias intracratônicas. Estas bacias são constituídas, essencialmente, por sedimentos clásticos arenosos, característicos de ambientes aluviais e flúvio-lacustres, e ocasionalmente vulcanoclásticos que se teriam instalado de forma discordante sobre o Soco Pré-Câmbrico polifásico. Este último representado, maioritariamente, por rochas cristalinas e metamórficas, o qual foi submetido a processos de erosão e fracturação, como consequência de esforços distensivos de direção E-W (Cainelli & Mohriak, 1999; Hudec & Jackson, 2002; Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012).

B. Estágio Sin-Rifte

No Cretácico Inferior, as falhas ativas que se formaram como resultado do rifteamento

acentuaram-se, formando *grabens* que resultaram no desenvolvimento de bacias lagunares profundas, localizadas paralelamente à atual linha de costa. Portanto, esta fase que se registou durante o Berriasiano e provavelmente até ao Aptiano inferior (Hudec & Jackson, 2002; Guiraud et al., 2010) é dividida em duas subfases, nomeadamente: o Sin-Rifte I e o Sin-Rifte II (Brice et al., 1982).

Estágio Sin-Rifte I

A fase inicial do sin-rifte I (Valanginiano – Barremiano) é marcada pelo levantamento da crosta, criando um estilo tectónico de falhas instaladas no Soco, que resultaram na formação de *horsts* e *grabens*. Estes *grabens* foram submetidos a processos contínuos de subsidência o que permitiu a formação de um sistema de lagos profundos caracterizados por ambientes anóxicos ou sub-bacias do tipo rifte, preenchidas por sedimentos sapropélicos ricos em matéria orgânica, corpos arenosos em acunhamento e carbonatos lacustres, com vestígios de rochas vulcânicas (Brice et al., 1982). Na fase final (Barremiano inferior) acentuou-se o deslocamento dos blocos, dando lugar a um aumento da subsidência e da compactação como consequência da carga sedimentar, representada por conglomerados, que apresentam fragmentos de rochas gnáissicas e outras rochas metamórficas do Soco, bem como arenitos possivelmente de cor vermelha. Estes sedimentos depositaram-se, em ambiente flúvio-lacustre, e correspondem à Formação Cuvo Inferior (Brognon & Verrier, 1966; Total & Sonangol, 1987; Burwood, 1999; Brownfield & Charpentier, 2006).

Estágio Sin-Rifte II

Neste estágio (Barremiano – Aptiano inferior) verificou-se a reativação de algumas falhas, devido ao aumento gradual do adelgaçamento e distensão crustal, provocando erosão das zonas mais elevadas dos blocos do Soco (Brice et al., 1982). Este estágio é representado por um ciclo deposicional que se desenvolveu em ambiente de transição, que representa as primeiras incursões marinhas na Bacia do Kwanza. Durante o estágio sin-rifte II instalaram-se as formações Cuvo Superior, Sal Maciço, Quianga, Binga, Tuenza, Catumbela e Quissonde. Inicialmente depositaram-se arenitos de granulometria grosseira e fina com intercalações de calcários conquíferos, normalmente ricos em

ostracodes, bem como dolomites, anidrites dolomíticas, e anidrite ou halite, depositadas em ambiente lagunar com uma evolução para ambiente marinho (Brognon & Verrier, 1966).

C. Estágio Pós-Rifte

No Albiano, com a subida do nível do mar provocada pela fracturação da Crista de Walvis, a espessa sequência evaporítica Aptiana foi gradualmente coberta por uma sequência transgressiva, constituída por uma unidade carbonatada-clástica. A sedimentação nesta fase terá sido dominada por uma oscilação crustal de carácter regional, seguida de uma transgressão. Este regime que subsistiu até ao Eocénico superior é caracterizado por importantes falhamentos normais, associados, principalmente, aos efeitos da tectónica salífera. Adicionalmente, as falhas de crescimento decorrem, de igual modo, deste processo (Burwood, 1999; Cainelli & Mohriak, 1999; Hudec & Jackson, 2002; Brownfield & Charpentier, 2006; Torsvik et al., 2009; Guiraud et al., 2010). A sedimentação neste estágio é representada pelas formações Cabo Ledo, Itombe, N'golome, Teba, Rio Dande, Cunga e Gratidão, as quais são, essencialmente, caracterizadas por calcários margosos e margas pelágicas, depositadas em ambientes marinhos profundos a plataforma, e que constituem alguns dos principais prospectos da Bacia do Kwanza (Brice et al., 1982).

D. Subsidência Regional

A tectónica salífera permaneceu ativa durante o Cretácico Superior e o Paleogénico – Neogénico, que simultaneamente com a sobrecarga sedimentar desencadearam o desenvolvimento de grandes fossas Paleogénicas (Oligo – Miocénico), bem como a formação de falhas essencialmente normais (Brice et al., 1982; Brownfield & Charpentier, 2006).

Segundo Duval et al. (1992), duas fases principais de adelgaçamento da crosta são reconhecidas nesta bacia. Na primeira fase, no Cretácico Superior, a margem da bacia recém-formada sofreu basculamento para Oeste, devido à ação combinada da subsidência termal e flexural. Estes processos ocasionaram a subsidência e arrefecimento da crosta

oceânica, acompanhado por um processo de rifteamento lento da margem da bacia recém-formada. A segunda fase ocorreu no Paleogénico (Oligocénico inferior) com a descida do nível da água do mar, provocando uma regressão marinha forçada, resultante do basculamento no sentido Oeste da bacia. Esta regressão teve como consequência a deposição da Formação Quifangondo (Miocénico inferior) e posteriormente das formações Cacuaco e Luanda (Miocénico) (Brownfield & Charpentier, 2006). Esta espessa sequência clástica assentou discordantemente sobre a antiga plataforma. Outrossim, esta fase foi marcada pela existência de hiatos estratigráficos, coincidentes com as descidas globais do nível médio do mar.

No Pliocénico, a bacia manteve-se abaixo do nível médio do mar até à 5 Ma atrás, enquanto que, no Pleistocénico, o ciclo deposicional prossegue com a deposição, já em ambiente litoral a continental, de rochas clásticas, correspondendo à Formação Quelo (Comissão Estratigráfica de Angola, 1983; Total & Sonangol, 1987).

4.1.2. Contexto Estrutural

Na Bacia do Kwanza são escassas as contribuições que permitem conhecer a sua evolução estrutural, as quais encontram-se especificamente limitadas a interpretações preliminares efetuadas a partir de imagens orbitais, dados geofísicos e estudos de análogos (*e.g.*, Duval et al., 1992; Karner & Driscoll, 1999; Hudec & Jackson, 2002; Brun & Fort, 2004; Hudec & Jackson, 2004; Torsvik et al., 2009).

As seções geológicas da Bacia do Kwanza publicadas por Karner & Driscoll (1999) ilustram a geometria característica de uma sinéclise, com ligeira assimetria entre as margens Este e Oeste. Ambas as margens exibem falhas com direção NE a ENE, com camadas apresentando grande continuidade e espessuras regulares, características do estilo de subsidência “*sag*”. Entretanto, Karner & Driscoll (1999) relacionaram esta bacia do tipo “*sag*” como uma consequência dos processos extensionais dúcteis na parte adjacente à crosta inferior, sendo esta separada da crosta intermédia por um descolamento não-extensional da crosta superior. Segundo Hudec & Jackson (2004), esta bacia é segmentada por zonas de transferência preferencialmente segundo NE-SW (Figuras 11a, 11b e 12). Estas megaestruturas, formadas durante a abertura do Atlântico Sul (final do

Jurássico e início do Cretáceo Inferior), ocorrem subjacentemente ou exposta lateralmente à seção sedimentar da Bacia do Kwanza, dividindo-a em três elevações estruturais, nomeadamente Flamingo, Ametista e Benguela (Figura 13). A parte central é caracterizada por apresentar uma plataforma, sobre a qual a camada de sal existente é pouco espessa ou ausente. Adicionalmente, estas elevações estruturais são responsáveis pela subdivisão da Bacia do Kwanza, em interior (*onshore*) e exterior (*offshore*).

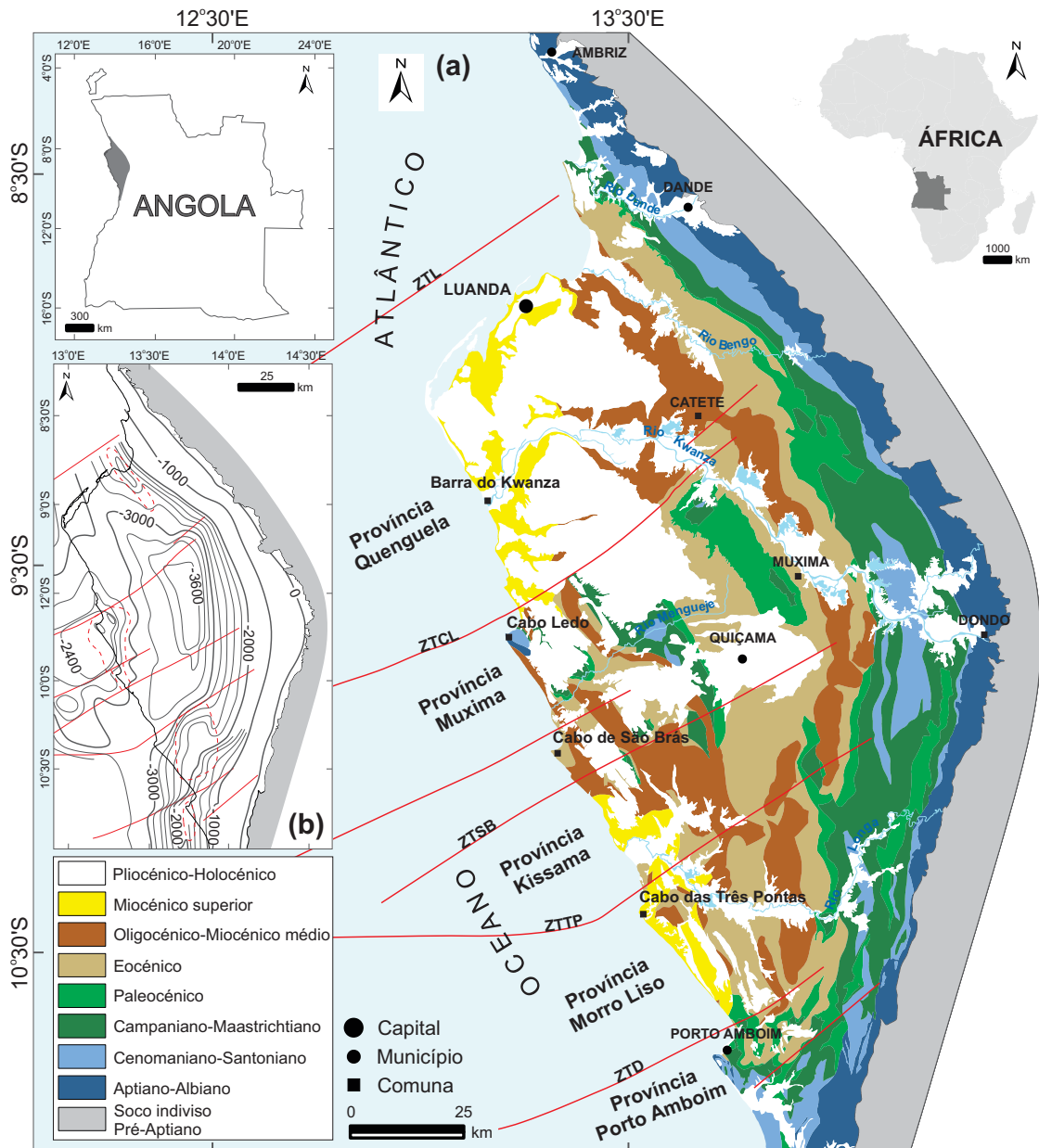


Figura 11. Mapa da Bacia do Kwanza Interior, modificado de Hudec & Jackson (2002): (a) apresentando as províncias estruturais e as zonas de transferência, ZTL: Zona de Transferência de Luanda; ZTCL: Zona de Transferência de Cabo Ledo; ZTSB: Zona de Transferência de São Brás; ZTTP: Zona de Transferência de Três Pontas; ZTD: Zona de Transferência de Denda; (b) mostrando o seu contorno estrutural. As linhas tracejadas a vermelho representam os *uplifts* do Soco.

As interpretações de dados aerogeofísicos (magnéticos e gravimétricos), envolvendo a Bacia do Kwanza, efetuadas por Sandwell & Smith (1997), Karner & Driscoll (1999), Hudec & Jackson (2002), Guiraud et al. (2010), sugerem que as anomalias positivas de gravidade de ar-livre, bem como os dados magnéticos elevados observados nesta bacia encontram-se associadas às elevações estruturais anteriormente referidas. Adicionalmente, as falhas de transferência são, igualmente, responsáveis por subdividir e delimitar a Bacia do Kwanza Interior em 5 provinciais sedimentares (Figura 11a) nomeadamente: Quenguela, Muxima, Kissama, Morro Liso e Porto Amboim (Hudec & Jackson, 2002). O Soco na Bacia do Kwanza Interior é caracterizado por apresentar um sistema de falhas submeridionais com rejeito vertical, de direção predominante NNW-SSE e secundária N-S. Adicionalmente, a maior parte das estruturas salíferas, sugerem que a migração do sal-gema foi, inicialmente, induzida por estas falhas submeridionais profundas (Hudec & Jackson, 2002; Brownfield & Charpentier, 2006). Estas falhas restringem, ainda, a orientação geral da plataforma continental, assim como delimitam os blocos fallados do Soco, os quais correspondem aos *uplifts* de Cacuaco, Cabo-Ledo, Morro Liso e Gongu, conforme as figuras 11b e 12. Hudec & Jackson (2002) estabeleceram, a partir de dados de poços, que a dimensão total desses blocos é definida pela observação das cristas dos *uplifts* que variam entre 600 m e 1000 m de espessura, os quais são identificados nas plataformas que separam as bacias interior e exterior do Kwanza. De forma complementar, a Bacia do Kwanza Interior apresenta fraturas e/ou falhas e dobras que não têm prolongamento no Soco, e encontram-se diretamente relacionadas com a tectónica salífera (Duval et al., 1992). Jackson & Hudec (2009) afirmaram que a tectónica salífera diapírica permaneceu ativa durante todo o Cretácico Superior e o Cenozoico, fenómeno este que em conjunto com a sobrecarga sedimentar deram origem ao desenvolvimento de grandes fossas cenozoicas (Oligocénico – Miocénico), produzindo importantes estruturas rúpteis e rúpteis-dúcteis em rochas carbonatadas. Segundo Hudec & Jackson (2002), a Bacia do Kwanza Interior é formada principalmente por falhas com terminações em transpressão, sinclinais e anticlinais (Figura 12), desenvolvidas essencialmente durante os estágios iniciais da formação desta bacia. Hudec & Jackson (2002) afirmaram, ainda, que a formação dessas estruturas estão relacionadas com os três cinturões de dobramento contracionais: i) o Cinturão de Dobramentos do Kwanza Oriental, o qual desenvolveu-se paralelamente à margem oriental da Bacia do Kwanza Interior e é destacado acima do sal na parte ocidental da bacia; ii) o Cinturão de Dobramentos Costeiro, o qual localiza-se acima e ao lado do *uplift*

de Cabo Ledo, apresentando diápiros de sal de forma alongada, com direção preferencial NW-SE; por fim, iii) o Cinturão de Dobramentos do Gonga, localizado no extremo sul da Bacia do Kwanza, numa região praticamente livre de sal. Estes cinturões de dobramentos são resultantes de três episódios de encurtamento envolvendo o Soco Cristalino. No entanto, as idades destes episódios não são propriamente conhecidas, mas as melhores estimativas seguindo os mesmos autores são: i) Cenomaniano – Albiano, ii) Santoniano e iii) Oligocénico – Holocénico, respetivamente.

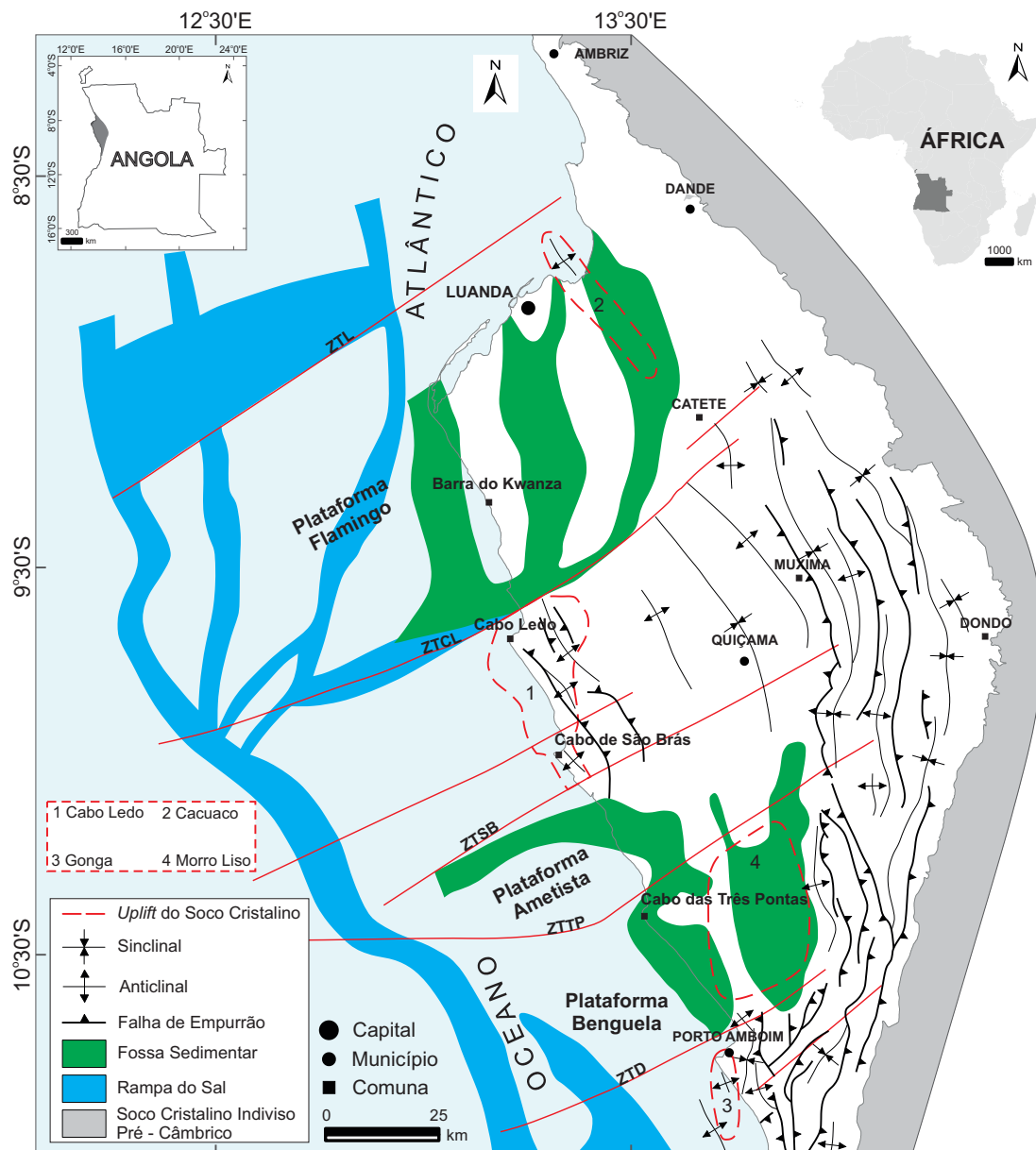


Figura 12. Mapa da Bacia do Kwanza com a sua configuração durante a deposição de sal Aptiano e distribuição das estruturas formadas pelos cinturões de dobramento (Kwanza Oriental, Costeiro e Gonga), bem como das fossas sedimentares. ZTL: Zona de Transferência de Luanda; ZTCL: Zona de Transferência de Cabo Ledo; ZTSB: Zona de Transferência de São Brás; ZTTP: Zona de Transferência de Três Pontas; ZTD: Zona de Transferência de Denda, modificado de Hudec & Jackson (2002).

4.1.3. Estratigrafia

O registo cronostratigráfico da Bacia do Kwanza apresenta grandes inconsistências entre diferentes autores (*e.g.*, Brognon & Verrier, 1966; Comissão Estratigráfica de Angola, 1983; Total & Sonangol, 1987; Burwood, 1999; Hudec & Jackson, 2002; Brownfield & Charpentier, 2006; Guiraud et al., 2010, entre outros), que certamente induzem vários problemas na identificação e caracterização dos sistemas petrolíferos locais, principalmente das suas rochas-mãe e reservatórios e, em última instância, dos seus modelos de maturação. Para o trabalho desenvolvido nesta tese, o modelo estratigráfico utilizado é o estabelecido por Brownfield & Charpentier (2006), o qual compreende três sequências de deposição, nomeadamente pré-salífera e pós-salífera, sendo estas sequências separadas por uma sequência salífera, com uma espessura variável, marcando a transição das condições de deposição continental para marinha (Figura 13). A natureza das sequências sedimentares da Bacia do Kwanza é predominantemente carbonatada, ocorrendo de forma subordinada rochas siliciclásticas, assim como rochas efusivas e basaltos, estas últimas representativas de eventos magmáticos do Jurássico Superior (Brownfield & Charpentier, 2006) ao Barremiano (Marzoli et al., 1999; Hudec & Jackson, 2002).

A. Sequência Pré-salífera

O preenchimento sedimentar do Cretácico Inferior da Bacia do Kwanza, representado pela sequência pré-salífera, é definido por duas formações principais, as formações Cuvo Inferior e Cuvo Superior, depositadas durante os estágios rifte e transicional, respetivamente (Burwood, 1999; Cainelli & Mohriak, 1999; Brownfield & Charpentier, 2006; Guiraud et al., 2010). Estas formações são constituídas por fácies continentais, laguno-deltaicas, litorais e sublitorais (Brognon & Verrier, 1966).

A Formação Cuvo Inferior (Berriasiano a Barremiano) é constituída, essencialmente, por conglomerados e arenitos de cor vermelha, depositados em ambiente flúvio-lacustre. Esta sequência assenta sobre o Soco Pré-Câmbrico, constituído, fundamentalmente, por rochas cristalinas e metamórficas. A Formação Cuvo Superior (Barremiano ou Ante-Aptiano) é formada por arenitos com intercalações de calcários conquíferos, normalmente ricos em

ostracodes, depositados em ambiente lagunar com uma evolução para ambiente marinho (Brognon & Verrier, 1965).

Sistemas, Séries ou Idades		Unidades	Formações	Tectónica		
Neogénico	Miocénico	Burdigaliano	Luanda Cacuaco	Pós-Rifte		
		Aquitano	Quifangondo			
Paleog.	Eocénico superior		Cunga			
	Eocénico inferior		Gratidão			
	Paleocénico		Rio Dande			
Cretácico	Cretácico Superior	Senoniano	Maastrichtiano		Teba	
			Campaniano		N'golome	
		Santoniano	Itombe			
		Coniaciano	Cabo Ledo			
		Turoniano	Quissonde			
	Cenomaniano		Catumbela			
	Cretácico Inferior	Albiano superior			Tuenza	Tuenza Dolomítico
		? ?				Tuenza Anidritico
		Albiano inferior				Tuenza Salífero
		? ?		Binga		
Aptiano		Quianga				
Barremiano		Sal Maciço				
Berri/ Vala/ Hauteriviano		Cuvo Superior	Cuvo Inferior	Sin-Rifte		
Jurássico?		Séries vermelhas de Base		Pré-Rifte		
Pré-Câmbrico		Rochas Ígneas				
		Soco Cristalino				

Legenda













 Calcário	 Calcário oolítico	 Siltito	 Sal
 Dolomite	 Conglomerado	 Shale	 Rochas vulcânicas
 Calcarenito	 Arenito	 Anidrite	 Soco Cristalino

Figura 13. Coluna Litostratigráfica da Bacia do Kwanza (Brownfield & Charpentier, 2006).

B. Sequência Salífera

As rochas da sequência pré-salífera da Bacia do Kwanza encontram-se cobertas por espessos depósitos sedimentares formados durante a fase de margem passiva (Aptiano ao Albiano). Esta sequência salífera apresenta uma espessura com aproximadamente 1500 m na parte central da bacia continental, nomeadamente nos depocentros, podendo estar ausente no topo das estruturas *horsts*. Esta sequência apresenta variações faciológicas de Este para Oeste, isto é, a Este as fácies são predominantemente detríticas e a Oeste predominantemente carbonatadas. Brownfield & Charpentier (2006) subdividiram essa sequência da base para o topo nas seguintes formações abaixo indicadas:

- Formação Sal Maciço (Aptiano), a qual é constituída por dolomite, anidrite dolomítica e anidrite ou halite, a qual depositou-se num ambiente lagunar a marinho;
- Formação Quianga (Aptiano médio) que compreende calcarenitos bioclásticos e oolíticos, associados a algas calcárias e corais, a qual depositou-se em ambientes lagunar a marinho restrito;
- Formação Binga (Aptiano – Albiano inferior), a qual é constituída por calcários oolíticos e bioclásticos, calcários sublitográficos com dolomite microcristalina e anidrite, a qual depositou-se provavelmente num ambiente lagunar da plataforma continental;
- Formação Tuenza (Albiano), a qual é subdividida em três membros. A base apresenta características salíferas, sendo constituída por intercalações de halite e anidrite, anidrite e dolomite microcristalino, halite e anidrite, a qual é designada por Tuenza salífero. O membro intermédio apresenta características anidriticas, tendo sido depositado numa fase de diminuição da subsidência, que favoreceu o desenvolvimento de uma praia ampla, posicionadas por cima das fácies salíferas, correspondendo ao Tuenza anidritico. No topo, essa formação é formada pela fase carbonatada, constituída essencialmente por dolomites microcristalinos, derivados de sedimentos calcários, intercalados por anidrite, em associação com dolomites mais ou menos argilosas, depositadas em ambiente de praia, correspondendo ao Tuenza dolomítico;
- Formação Catumbela (Albiano superior), a qual é composta por calcarenitos e

calcários marinhos com algas e corais, bioclásticos, pisólitos, fragmentos arredondados e calcarenitos conquíferos, depositada num ambiente marinho pouco profundo (plataforma);

- Formação Quissonde (Albiano superior), a qual depositou-se num ambiente de plataforma externa constituída por calcários margosos e argilosos com fragmentos de conchas na base, e fragmentos de conchas na parte média e no topo, frequentemente rica em amonoides, bivalves e equinídeos.

C. Sequência Pós-salífera

A Sequência Pós-salífera é a mais espessa e representa condições predominantemente marinhas e cada vez mais profundas que dominaram a bacia. A sedimentação compreende, essencialmente, calcários margosos e margas pelágicas. Brownfield & Charpentier (2006) subdividiram esta sequência em 10 formações, as quais serão descritas da base para o topo nas seguintes formações que se apresentam de seguida:

- A Formação Cabo Ledo (Cenomaniano) é caracterizada, predominantemente, por margas e os calcários conquíferos, sendo estes últimos em menor proporção, os quais depositaram-se em ambiente marinho profundo;
- A Formação Itombe (Turoniano – Coniaciano) é constituída por margas calcárias com amonites e intercalações arenosas, depositadas num ambiente de mar pouco profundo;
- A Formação N'golome (Santoniano) é constituída por margas pelágicas, as quais apresentam um conteúdo significativo em microfósseis (*Globotruncana*), depositadas em ambiente de plataforma, representam;
- A Formação Teba (Campaniano – Maastrichtiano) é constituída por margas com calcários lumachélicos e restos de *Inoceramus* com níveis fosfatados, que se depositaram num ambiente de plataforma;
- A Formação Rio Dande (Paleocénico) compreende margas de cor castanha e ocre, intercaladas por calcários gresosos ou siltosos;
- As formações Gratidão (Eocénico inferior) e Cunga (Eocénico superior) ocorrem predominantemente no interior da bacia, atingindo espessuras de aproximadamente 200 m. Estas formações são constituídas por margas gresosas

com lenticulas e concreções calcárias, calcários silicificados e argilitos com organismos planctónicos, os quais depositaram-se em ambiente pelágico (Brognon & Verrier, 1966). Eventualmente, observa-se estratificação planoparalela e raramente estratificação intercruzada;

- Formação Quifangondo (Miocénico inferior), representada por argilitos com intercalações siltosas, calcários gresosos lumachélicos e ricos em foraminíferos, depositou-se em ambientes de plataforma externa a batial;
- A Formação Cacuo (Miocénico inferior) é constituída por calcários com algas, equinodermes e bivalves, e calcarenitos, os quais depositaram-se num ambiente litoral;
- A Formação Luanda (Miocénico inferior) é composta por margas de cor castanha com foraminíferos, areias litorais e grés com conchas, depositadas num ambiente litoral.

4.2. Sistemas Petrolíferos da Bacia do Kwanza

O termo sistema petrolífero, inicialmente estabelecido por Dow (1974) e aperfeiçoado por Magoon & Dow (1994), é definido como um modelo que engloba todos os elementos e processos geológicos e geoquímicos necessários à existência de acumulações de hidrocarbonetos. Estes elementos e processos são representados, predominantemente, pela rocha-mãe, geração de hidrocarbonetos, rocha reservatório, rocha de cobertura, armadilha e vias de migração, os quais terão que ocorrer de forma sincronizada ao longo do tempo geológico.

A Bacia do Kwanza continua a ser um enigma no que diz respeito à identificação dos sistemas petrolíferos locais (Figura 14), devido à sua evolução geodinâmica complexa. No entanto, existem quatro sistemas petrolíferos regionais relativamente bem conhecidos, já descritos por vários autores (Brognon & Verrier, 1966; Burwood, 1999; Schiefelbein et al., 1999; Huc, 2003; Brownfield & Charpentier, 2006), nomeadamente: Sistema Petrolífero do Pré-sal/Pré-sal, Sistema Petrolífero Pré-sal/Pós-sal, Sistema Petrolífero Pós-sal Binga e Sistema Petrolífero Pós-sal do Paleogénico – Neogénico.

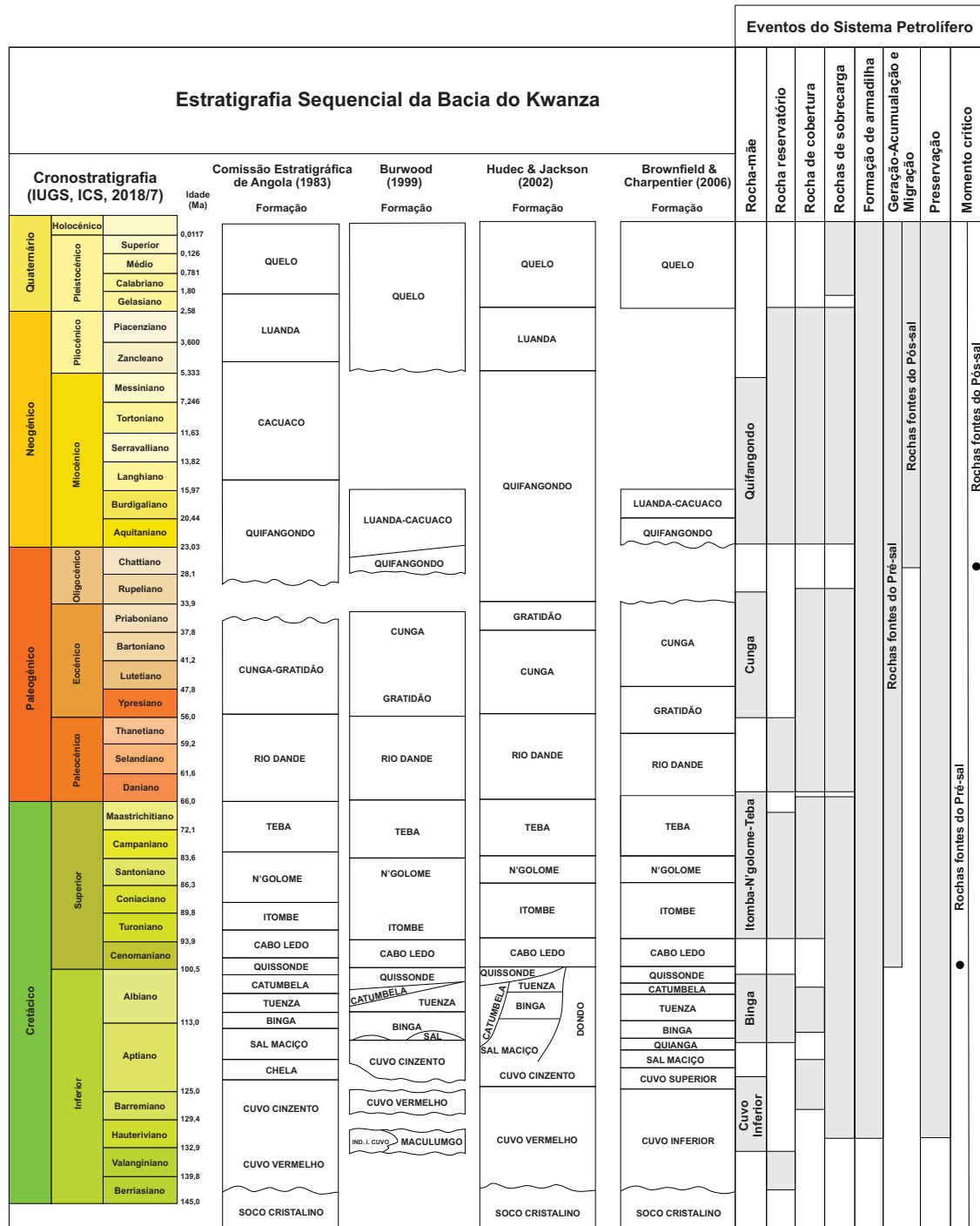


Figura 14. Colunas cronostratigráficas comparativas da Bacia do Kwanza e eventos do sistema petrolífero, modificado de Rodrigues (2021).

A. Sistema Petrolífero Pré-sal/Pré-sal

O sistema petrolífero Pré-sal/Pré-sal foi estabelecido por Burwood (1999) como sistema Cuvo-Cuvo(.), tendo por base vários estudos efetuados em poços. As rochas-mãe (Formação Cuvo Superior) deste sistema são atribuídas às idades hauteriviana a

barremiana (Burwood, 1999; Hudec & Jackson, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006; Serié et al., 2016). Estas rochas-mãe são representadas, essencialmente, por argilitos e *shales* ricos em matéria orgânica, formados em ambientes lacustres, contendo cerogéneo do tipo I e II (Burwood, 1999; Hudec & Jackson, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012), *COT* médio de 3,1 % (Burwood, 1999; Brownfield & Charpentier, 2006) e índice de hidrogénio (*IH*) variando entre 300 mg HC/g *COT* e 800 mg HC/g *COT* (Burwood, 1999). Os reservatórios são representados por arenitos de idade berriásiana a barremiana (Formação Cuvo Inferior) (Burwood, 1999; Hudec & Jackson, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006), cujas porosidades (16 % a 20 %) e permeabilidades (600 mD) são equivalentes às da Formação de Toca da região sul e central da Bacia do Baixo Congo (Brownfield & Charpentier, 2006). A rocha de cobertura é representada por camadas argilosas da Formação Cuvo Superior e pelos evaporitos Aptianos da Formação Sal Maciço (Brognon & Verrier, 1966; Hudec & Jackson, 2004; Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Koch et al., 2013). O momento da formação da armadilha é estabelecido por Brownfield & Charpentier (2006) e Beglinger et al. (2012) como tendo ocorrido no Cenomaniano. Porém, Serié et al. (2016) definiram uma formação precoce para o desenvolvimento da armadilha, ou seja, de idade valanginiana. Os processos de geração/migração de hidrocarbonetos ocorreram provavelmente no início do Cretácico Superior (Cenomaniano) até ao Presente (Figura 14), sendo que o pico de geração ocorreu durante o Cenomaniano ao Thanetiano (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Serié et al., 2016). A migração ocorreu verticalmente e lateralmente ao longo dos arenitos fortemente permeáveis (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012).

B. Sistema Petrolífero Pré-sal/Pós-sal(?)

A rocha-mãe do sistema petrolífero do Pré-sal/Pós-sal(?) é representada pela Formação Cuvo Superior descrita no sistema petrolífero anterior. Os reservatórios podem ser representados por carbonatos e arenitos que se formaram no final do Cretácico Inferior (Formação Binga); Cretácico Superior (formações Itombe e Teba); Paleogénico (Formação Rio Dande) e Neogénico (Formação Quifangondo) (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Koch et al., 2013; Serié et al., 2016). A rocha de cobertura para o reservatório da Formação Binga (porosidades tipicamente < 5 % e

permeabilidades < 5 mD) (Koch et al., 2013) é, geralmente, definida pela camada salífera da Formação Tuenza (Albiano), mas em alguns locais específicos da bacia problemas em termos de eficiência da cobertura foram identificados (Brownfield & Charpentier, 2006, Koch et al., 2013, Serié et al., 2016). O momento da formação da armadilha é atribuído ao Cenomaniano (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Serié et al., 2016) e a geração/migração de hidrocarbonetos é semelhante ao sistema do pré-sal/pré-sal (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Serié et al., 2016). A migração foi, essencialmente, vertical e ocorreu ao longo das falhas que promoveram a formação dos *grabens* e dos blocos inclinados (Brownfield & Charpentier, 2006).

C. Sistema Petrolífero do Pós-sal Binga(?)

O Sistema Petrolífero do Pós-Sal Binga(?), também conhecido como sistema petrolífero marinho pós-rifte restrito(?) (Beglinger et al., 2012), é caracterizado por uma rocha-mãe de idade albiana (Formação Binga, conforme a figura 14), desenvolvida sob condições marinhas restritas transgressivas e compreendendo margas ricas em matéria orgânica e micrites (Burwood, 1999; Koch et al., 2013). Adicionalmente, a rocha-mãe é caracterizada por cerogêneos do tipo I e II, com valores de *COT* que variam entre 6 % e 7 % e de *IH* entre 400 mg HC/g *COT* e 614 mg HC/g *COT* (Bjorøy et al., 1996; Burwood, 1999; Brownfield & Charpentier, 2006). Os reservatórios podem ser representados por uma sequência Cretácica, nomeadamente as formações Binga, Tuenza e Quissonde/Catumbela. O reservatório da Formação Binga é caracterizado por calcários oolíticos, apresenta valores baixos de porosidade (< 5 %) e de permeabilidade (< 5 mD), mas localmente podem ser identificadas porosidades de 22 %. A rocha de cobertura do reservatório da Formação Binga é, geralmente, representada por camadas de sal da Formação Tuenza (Koch et al., 2013). As dolomites da Formação Tuenza apresentam, igualmente, um bom potencial como reservatório, apresentando porosidades variando entre 10 % e 17 % e permeabilidades que chegam a atingir os 3750 mD. A rocha de cobertura do reservatório da Formação Tuenza dolomítica é representada por camadas anidriticas da Formação Tuenza. Os reservatórios da Formação Quissonde/Catumbela são representados por calcários marinhos bioclásticos, apresentando porosidades que variam entre 10 % e 18 %, podendo atingir permeabilidades na ordem dos 350 mD. O momento da formação da armadilha é atribuído ao final do Cretácico (\sim Albiano), e a

geração/migração de hidrocarbonetos ocorreu desde o Oligocénico médio até ao Miocénico médio (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Serié et al., 2016). As vias de migração da rocha-mãe da Formação Binga para o reservatório da Formação Binga foram realizadas, essencialmente, por contacto direto ou lateral, e da rocha-mãe da Formação Binga para os reservatórios das formações Tuenza e Quissonde/Catumbela foram provavelmente verticais através de planos de falha, produzidos por movimentos halocinéticos (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Koch et al., 2013; Serié et al., 2016). O momento crítico foi estabelecido entre 30 Ma e 20 Ma, do Rupeliano ao Aquitaniano (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012).

D. Sistema Petrolífero Pós-sal do Paleogénico-Neogénico(?)

As rochas-mãe do Sistema Petrolífero Pós-sal do Paleogénico-Neogénico(?) são representadas por margas de cor preta da Formação Cunga (Eocénico) e argilitos da Formação Quifangondo (Miocénico). No entanto, as formações Itombe, N'golome e Teba (Turoniano ao Maastrichtiano) são, igualmente, consideradas potenciais rochas-mãe por Burwood (1999), Brownfield & Charpentier (2006) e Serié et al. (2016) (Figura 14). As rochas-mãe de origem marinha profunda (Eocénico ao Miocénico) são constituídas por cerogéneos do tipo II e tipo II/III, apresentando valores de *COT* entre 2 % e 10 % e *IH* variando entre 100 mg HC/g *COT* e 500 mg HC/g *COT* (Burwood, 1999, Brownfield & Charpentier, 2006, Serié et al., 2016). Os reservatórios são representados por arenitos de idade oligocénico a miocénico, geralmente atribuídos às formações Quifangondo e Luanda. Os depósitos do Oligocénico ao Miocénico são caracterizados, principalmente, por depósitos argilíticos e siltíticos intercalados por vários canais turbidíticos (Brownfield & Charpentier, 2006, Koch et al., 2013), apresentando porosidades que variam entre 20 % e 40 % e permeabilidades entre 1 D e 5 D (Brownfield & Charpentier, 2006). As rochas de cobertura são representadas por depósitos marinhos das formações Quifangondo e Luanda (Brownfield & Charpentier, 2006; Koch et al., 2013). O momento da formação da armadilha e da geração/migração de hidrocarbonetos ocorreu no final do Cretácico (~ Albiano) e no Oligocénico médio até ao Miocénico médio (~ 30 Ma - 15 Ma), respetivamente (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Serié et al., 2016). No entanto, a formação das armadilhas foi promovida por movimentos de

halocinese, assim como pelo desenvolvimento de deltas (Beglinger et al., 2012; Koch et al., 2013). As vias de migração foram, essencialmente, verticais estabelecidas por falhas. O seu momento crítico é semelhante ao estabelecido no sistema petrolífero anterior, isto é, entre 30 Ma e 20 Ma (Brownfield & Charpentier, 2006; Beglinger et al., 2012; Serié et al., 2016).

4.3. Formação Cunga

A Formação Cunga foi a unidade litostratigráfica selecionada como objeto de estudo para o presente trabalho, localizada especificamente na comuna de Cabo de São Brás, Município da Quiçama adstrito à Província de Luanda. A área selecionada para o presente estudo possui aproximadamente 5 km² e localiza-se na parte ocidental do *onshore* da Bacia do Kwanza. O principal acesso à área, a partir da capital Luanda, é efetuado pela estrada nacional EN-100, que liga as províncias de Luanda, Bengo e Cuanza Sul (Figura 15).

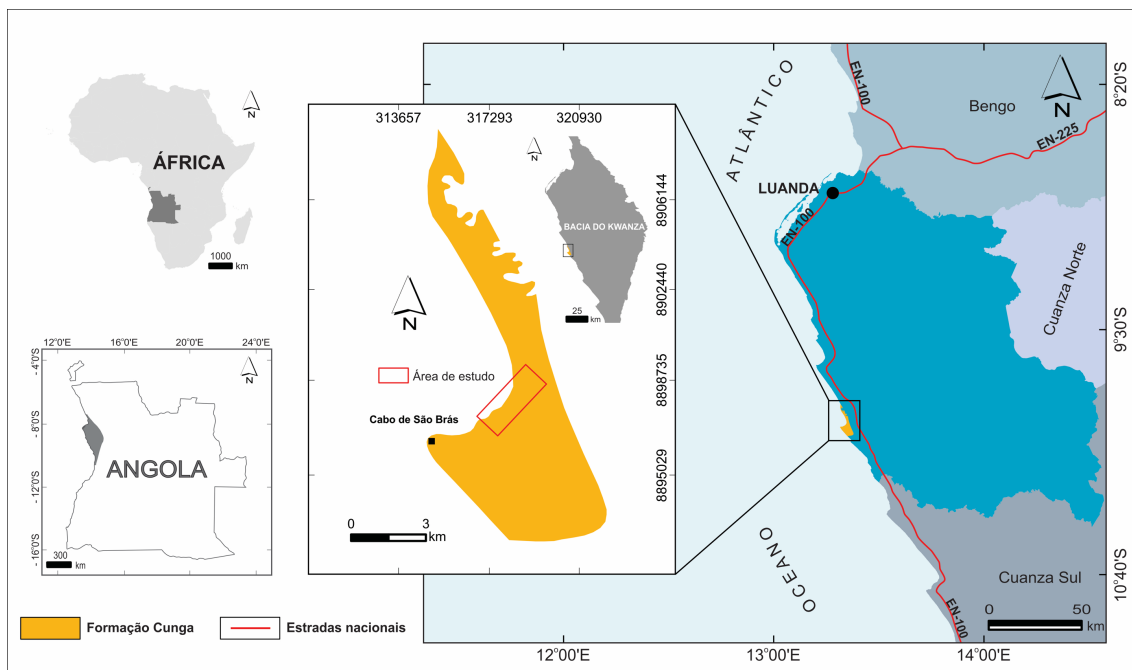


Figura 15. Localização da área de estudo, comuna de Cabo de São Brás, apresentando a principal via de acesso, estrada nacional EN-100.

Os estudos realizados em rochas sedimentares da Formação Cunga tiveram, durante um longo período, como foco principal os seus aspetos litológicos e texturais. Todavia, nas

décadas de 60 e 70 foram realizados os primeiros estudos de detalhe, apoiados em dados de superfície e subsuperfície, que contribuíram para a identificação de fácies, visando reconhecer os processos sedimentares envolvidos e a reconstrução da evolução dos sistemas de deposição (Brognon & Verrier, 1966). Trabalhos realizados por diversos autores (Brognon & Verrier, 1966; Comissão Estratigráfica de Angola, 1983; Total & Sonangol, 1987; Burwood, 1999; Hudec & Jackson, 2002; Brownfield & Charpentier, 2006; Guiraud et al., 2010) consideram que a Formação Cunga é caracterizada, predominantemente, por arenitos, siltitos, turbiditos e depósitos marinhos profundos. No entanto, os modelos estratigráficos da Formação Cunga, definidos por diferentes autores, apresentam vários aspetos inconsistentes, nomeadamente: i) Comissão Estratigráfica de Angola (1983), Burwood (1999) e Guiraud et al. (2010) reconheceram Cunga e Gratidão como variações laterais de fácies e referiam ser extremamente difícil o processo de individualização como formações independentes, uma vez que sugerem terem-se desenvolvido num mesmo período (Eocénico), mas em condições de deposição distintas; ii) outros autores (Hudec & Jackson, 2002) sugeriram uma idade eocénica inferior a média para a deposição da Formação Cunga e uma idade eocénica superior para a Formação Gratidão; iii) autores ainda (Burwood, 1999; Comissão Estratigráfica de Angola, 1983; Hudec & Jackson, 2002; Guiraud et al., 2010; Rodrigues et al., 2021; Pereira et al., 2021) restringiram o limite superior da Formação Cunga no eocénico médio a superior, enquanto que outros autores (Brognon & Verrier, 1966; Total & Sonangol, 1987; Brownfield & Charpentier, 2006) propuseram o final do eocénico e o início do oligocénico como o limite superior da Formação Cunga (Figura 16). O oligocénico na Bacia Kwanza é descrito, predominantemente, como um hiato estratigráfico (Brognon & Verrier, 1966; Comissão Estratigráfica de Angola, 1983; Burwood, 1999; Brownfield & Charpentier, 2006, Guiraud et al., 2010) que é caracterizado por dois eventos distintos: (1) um período não deposicional e (2) uma superfície de discordância erosiva entre as formações Cunga e Quifangonfo, claramente visível em afloramentos na região de Cabo de São Brás em Angola (Rodrigues et al., 2021; Pereira et al., 2021), embora não representado no Mapa Geológico da Bacia do Kwanza (Total & Sonangol, 1987).

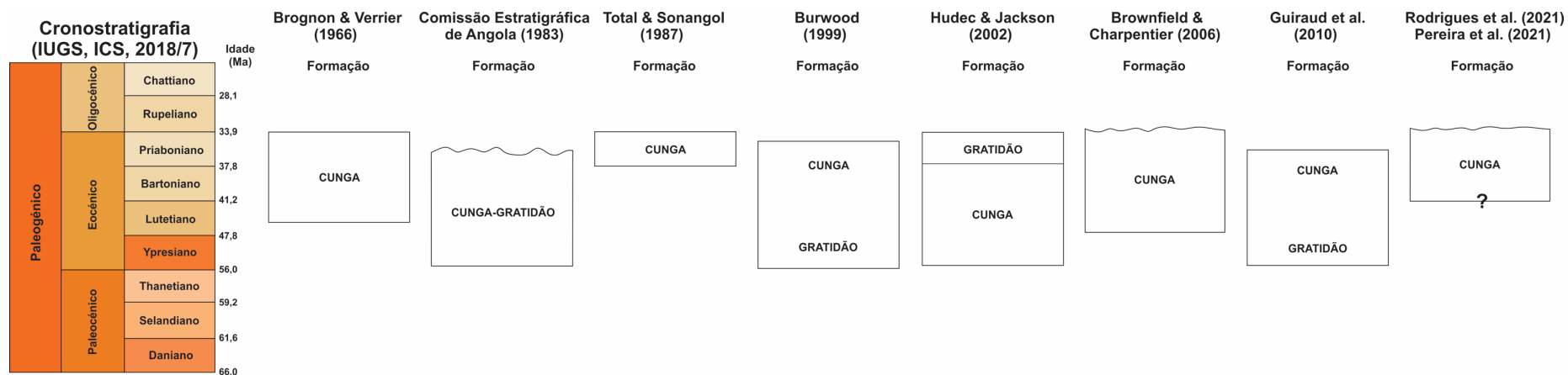


Figura 16. Coluna cronostratigráfica comparativa da Formação Cunga da Bacia do Kwanza de acordo com Brognon & Verrier (1966), Comissão Estratigráfica de Angola (1983), Total & Sonangol (1987), Burwood (1999), Hudec & Jackson (2002), Brownfield & Charpentier (2006), Guiraud et al. (2010), Rodrigues et al. (2021) e Pereira et al. (2021), modificado de Rodrigues (2021).

5. MÉTODOS E TÉCNICAS

O desenvolvimento deste trabalho implicou o desenvolvimento de uma metodologia específica, a qual envolveu etapas de campo, de gabinete e de laboratório, que serão abordadas a seguir. A figura 17 apresenta o fluxograma e as interligações existentes entre as diferentes etapas de desenvolvimento das atividades realizadas para a elaboração da presente Tese de Doutorado. Os procedimentos dos métodos e técnicas utilizadas serão, igualmente, abordados neste capítulo.

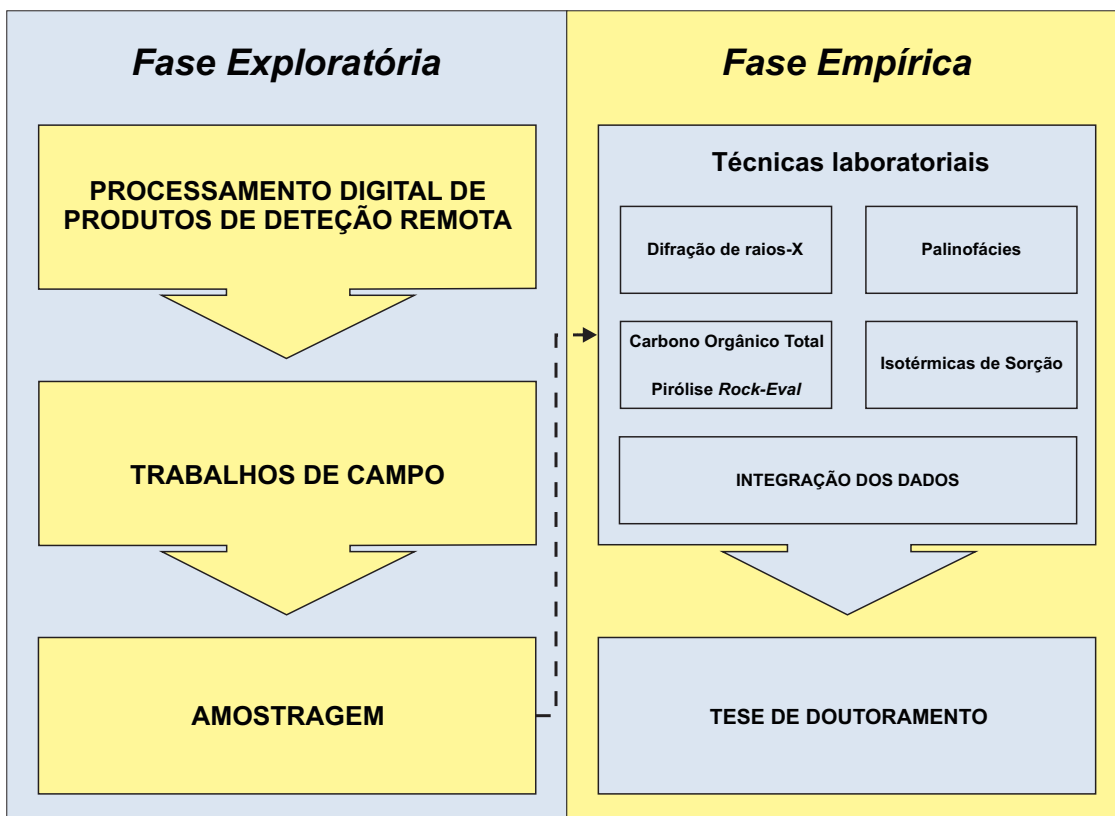


Figura 17. Fluxograma das atividades realizadas durante o desenvolvimento dos trabalhos de tese.

5.1. Processamento Digital de Produtos de Detecção Remota

A interpretação de imagens de detecção remota foi utilizada na fase inicial do trabalho que,

juntamente com os dados bibliográficos, compuseram a base para o planeamento das atividades de campo. Nesta etapa foi utilizada a aplicação *Google Earth Pro*, versão 7.3, que disponibiliza imagens fornecidas pela *DigitalGlobe* dos satélites *Early Bird 1*, *QuickBird*, *WorldView-1* e *WorldView-2*. Estas imagens foram utilizadas em diferentes fases do desenvolvimento deste trabalho, como por exemplo, na elaboração de percursos e na seleção dos afloramentos. Por outro lado, para a caracterização faciológica, especificamente dos minerais silicatados e carbonatados da área de estudo, foram utilizadas imagens do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER).

O ASTER é um dos cinco sensores transportados pelo satélite TERRA, lançado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) em dezembro de 1999, cobrindo uma área de 60 km × 60 km do solo. As imagens desse sensor multiespectral fornecem dados para grande parte do espectro eletromagnético, sendo formado por 14 bandas espectrais (Tabela 5) que cobrem diferentes faixas do espectro eletromagnético (0,520 µm a 11,650 µm), formando três subsistemas de imagem independentes: o infravermelho próximo visível, *visible near infrared* (VNIR), o infravermelho de ondas curtas, *short-wave infrared* (SWIR) e o infravermelho termal, *thermal infrared* (TIR). O espectro eletromagnético da zona VNIR é medido em três bandas espectrais, que cobrem comprimentos de onda de 0,520 µm a 0,860 µm, com resolução espacial de 15 m. O SWIR é medido em seis bandas, cobrindo uma faixa espectral de 1,600 µm a 2,430 µm, com uma resolução espacial de 30 m. O TIR é medido em cinco bandas, que cobrem comprimentos de onda que variam de 8,125 µm a 11,650 µm, com resolução espacial de 90 m (Abrams, 2000; Elsaid et al., 2014; Liu et al., 2018; Abrams & Yamaguchi, 2019; Pour et al., 2021). Adicionalmente, o ASTER regista dados da banda 3B que ocupa a faixa de comprimentos de onda de 0,78 µm - 0,86 µm, que corresponde ao subsistema VNIR. No entanto, esta banda não deve ser utilizada na composição vermelha, verde e azul, *Red, Green, Blue* (RGB), pois possui uma visada traseira, normalmente utilizada para a geração de pares estereoscópicos, um tipo de dados adequados para a geração de modelos digitais de elevação de terreno (Abrams, 2000; Di Tommaso & Rubinstein, 2007; Abrams et al., 2015). A zona VNIR do espectro é comumente utilizada na identificação de óxidos de ferro, como hematite, goetite, jarosite (Hunt et al., 1971; Hornarmaand et al., 2011; Mazhari et al., 2017; Mansouri et al., 2018) e de elementos de

terras raras (Hunt, 1977; Abdelnasser et al., 2018). A faixa espectral da região SWIR é, potencialmente, importante para a detecção de zonas minerais, incluindo filossilicatos, carbonatos e sulfatos, uma vez que apresentam características de absorção dos processos vibracionais dos radicais dos iões hidróxido (OH^-), carbonato (CO_3^{2-}) e H_2O que aumentam de intensidade neste intervalo (Meer et al., 2012; Testa et al., 2018; Abrams & Yamaguchi, 2019). Os dados TIR desempenham, igualmente, um papel importante na identificação por detecção remota e cartografia de ocorrências muito extensas de outros minerais, incluindo CO_3^{2-} . No entanto, os dados SWIR são mais sensíveis à detecção de quartzo hidratado (*e.g.*, opala e calcedónia) e na diferenciação de espécies minerais carbonatadas (Rockwell & Hofstra, 2008). Adicionalmente, os dados TIR são vitais para a detecção de silicatos, especificamente para as variedades de quartzo não hidratado, uma vez que apresentam fortes características de absorção vibracional dentro da janela atmosférica de 8 μm a 14 μm , que não são espectralmente bem identificáveis nos dados espectrais de VNIR e SWIR, devido à falta de características de absorção diagnóstica (Elsaid et al., 2014; Yao et al., 2017; Yousefi et al., 2018). Com base nestas particularidades dos dados espectrais, as imagens do ASTER possibilitam a análise do comportamento espectral dos alvos, permitindo a discriminação mineral das rochas que compõem uma determinada área (Kumar et al., 2015; Girija & Mayappan, 2019; Pour et al., 2019; Shirmard et al., 2020; Rezaei et al., 2020).

Tabela 5. Características espectrais (com os seus respetivos comprimentos de onda) e espaciais do ASTER (Abrams, 2000).

Subsistemas	Bandas Espectrais	Comprimento de onda (μm)	Resolução Espacial (m)	
VNIR	1	0,520 – 0,600	15	
	2	0,630 – 0,690	15	
	3N	0,760 – 0,860	15	
	3NB	0,760 – 0,860	15	
	4	1,600 – 1,700	30	
SWIR	5	2,145 – 2,185	30	
	6	2,185 – 2,225	30	
	7	2,235 – 2,285	30	
	8	2,295 – 2,360	30	
	9	2,360 – 2,430	30	
	10	8,125 – 8,475	90	
TIR	11	8,475 – 8,825	90	
	12	8,925 – 9,275	90	
	13	10,250 – 10,950	90	
	14	10,950 – 11,650	90	
Informação da Órbita				
Órbita	Altitude de alcance	Inclinação	Ciclo de repetição	Período de Órbita
Sincronica ao Sol	700 km - 737 km	$98,2^\circ \pm 0,15^\circ$	16 dias	98,9 mim
Descendente	(705 km no equador)			

VNIR: *visible near infrared*; SWIR: *short-wave infrared*; TIR: *thermal infrared*.

A. Pré-processamento de imagem ASTER

No presente estudo foi utilizada uma imagem do sensor multiespectral ASTER obtida a 19 de janeiro de 2005. O sistema de coordenadas adotado para todas as imagens corresponde à zona 33S do hemisfério sul, correspondendo ao *Universal Transverse Mercator* (UTM) com o *datum* do *World Geodetic System 1984* (WGS-84). As imagens foram pré-processadas com base no programa *Environment for Visualizing Images* (ENVI), versão 5.3, através da correção *cross-talk* da banda ASTER-SWIR e reamostradas para uma resolução espacial maior, de 15 m, correspondendo à resolução primária dos dados das bandas espectrais do VNIR (1, 2 e 3). O programa ENVI foi, também, utilizado para efetuar a conversão de dados *Digital Number* (DN) em radiância, bem como para realizar a correção atmosférica segundo a técnica *Internal Average Relative Reflectance* (IARR) e a correção atmosférica termal de bandas de emitância ASTER-TIR, onde em seguida foi aplicada a técnica de normalização da emissividade. Posteriormente, criou-se uma máscara sobre as imagens para neutralizar os efeitos da influência da cobertura vegetal, utilizando-se para tal dados *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) e de sombras, provocados principalmente pelas nuvens.

B. Processamento de imagem ASTER

O processamento da imagem ASTER foi efetuado utilizando as técnicas SAM e ACP. A técnica SAM determina a similaridade espectral entre os espectros de cada *pixel* da imagem e os espectros de referência provenientes de bibliotecas espectrais. Neste algoritmo, os espectros são convertidos em vetores num espaço n -dimensional (n = número de bandas), tendo em linha de conta a distância entre os vetores, medida em radianos (Kruse et al., 1993). De acordo com a álgebra vetorial, o ângulo (α) entre dois vetores, r e t , são definidos conforme as equações 1 e 2 (Kruse et al., 1993):

$$\alpha = \cos^{-1} \left(\frac{t \cdot r}{|t| \cdot |r|} \right) \quad (1)$$

ou

$$\alpha = \cos^{-1} \left[\frac{\sum_{i=1}^m t_i r_i}{\left(\sum_{i=1}^m t_i^2 \right)^{1/2} \left(\sum_{i=1}^m r_i^2 \right)^{1/2}} \right] \quad (2)$$

Onde m é o número de bandas espectrais e o intervalo de valores de α é $0 - \pi$.

Para cada um dos espectros de referência, o classificador SAM gera uma imagem, denominada *rule image*, cujos *pixels* representam individualmente esses ângulos. Quanto menor é o valor do *pixel* maior é a probabilidade de ser composto pela amostra de referência. As *rules image* geradas podem ser representadas numa composição colorida, permitindo analisar os resultados de cada um dos espectros de referência classificado. Para fins da análise espectral utilizando a técnica SAM, além da adequada correção atmosférica, foi preciso dispor de uma biblioteca espectral de referência. Neste sentido, da biblioteca espectral de referência foram selecionados os principais minerais que ocorrem na região de Cabo de São Brás tais como: o quartzo, calcite, moscovite, caulinite e ilite, com base nos levantamentos de campo e bibliografia, os quais foram posteriormente validados através de análises de DRX. Para os intervalos VNIR-SWIR, a biblioteca de minerais (Figura 18a) foi construída tendo como referência os dados da biblioteca espectral do *United States Geological Survey* (USGS) (Clark et al., 2003, 2007), e reamostrados para a resolução espectral do sensor ASTER na região SWIR (Figura 18b). Os espectros de quartzo são caracterizados por não possuírem características significativas, sendo geralmente linhas quase horizontais de absorção na região SWIR, porém, apresenta valores de emissividade característicos, dentro da região do TIR (Salisbury et al., 1991b). Deste modo, foram utilizadas as bandas espectrais da biblioteca da *Johns Hopkins University* (JHU) e reamostradas na região TIR, exclusivamente para o espectro de quartzo, conforme a figura 18c. Os espectros dos minerais selecionados permitiram a análise de similaridade com os espectros dos *pixels* da imagem, o que possibilitou a identificação dos *endmembers* dos minerais presentes nas superfícies de imagiologia, com base nos ângulos máximos aplicados para as bandas ASTER.

ACP é uma técnica estatística que consiste na redução da redundância de dados multiespectrais a partir da correlação entre duas ou mais bandas espectrais de uma cena em função da combinação com os novos Componentes Principais (CPs). Adicionalmente, na análise estatística da imagem, calculada na ACP a partir do comportamento espectral dos minerais, dois conjuntos de dimensões devem ser avaliados, os autovalores e autovetores (Crósta et al., 2003; Elsaid et al., 2014; Trinh & Zabloskii, 2019). Os autovalores representam o comprimento dos eixos das CPs de uma imagem. As suas medidas são dadas em unidades de variância, que representa a medida do contraste de

cada banda espectral, e covariância, que descreve o quanto duas bandas são correlacionadas entre si. Por outro lado, os autovetores indicam as direções dos eixos das CPs, mostrando o que cada banda original contribui para uma determinada componente produzida, numa combinação aditiva e linear, conforme as equações 3 e 4 (Crósta, 1993):

$$CP1 = (B_1 \times e_{1,1}) + (B_2 \times e_{1,2}) + \dots + (B_n \times e_{1,n}) \quad (3)$$

$$CPN = (B_1 \times e_{n,1}) + (B_2 \times e_{n,2}) + \dots + (B_n \times e_{n,n}) \quad (4)$$

Onde $CP1, \dots, CPN$ são as CPs; B_1, \dots, B_n são as bandas originais e os coeficientes $e_{1,1}, \dots, e_{1,n} / e_{n,1}, \dots, e_{n,n}$ são os autovetores.

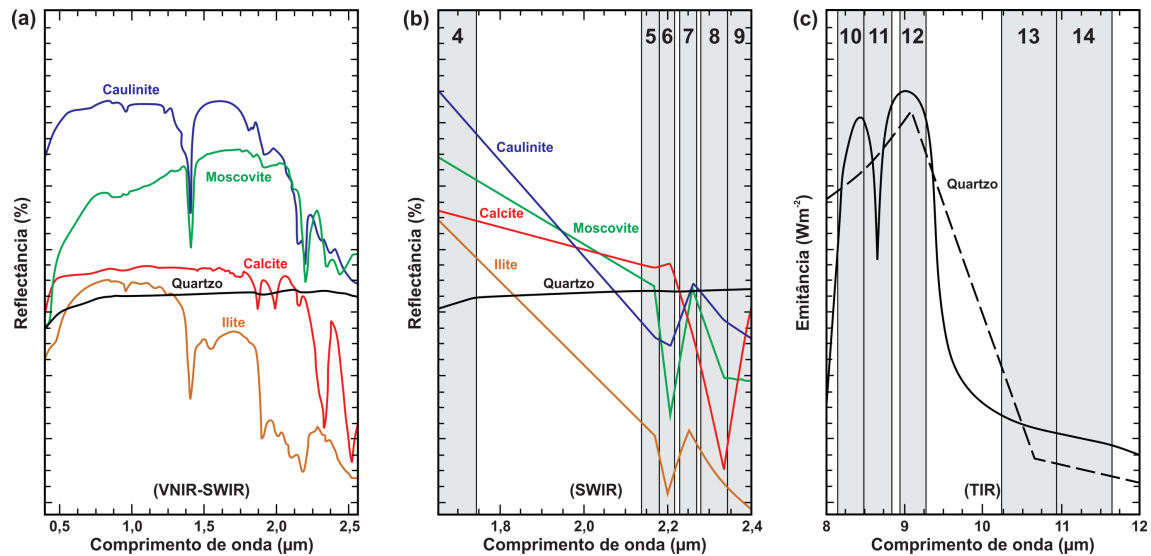


Figura 18. Bibliotecas espectrais selecionadas: (a) USGS dos minerais selecionados na região VNIR-SWIR; (b) dos minerais reamostrados para os intervalos de banda de dados ASTER na região SWIR; (c) JHU do mineral quartzo na região TIR, com a linha preta, e reamostrado para resolução espectral do ASTER, com a linha preta tracejada.

Adicionalmente, os autovetores apresentam valores que variam, em termos absolutos, entre 0 e 1, sendo que zero representa que não ocorreu nenhuma contribuição e 1 quando a contribuição foi total. No entanto, estes valores podem ser positivos que indicam reflectância ou negativos que significam a ocorrência de absorção (Crósta et al., 2003; Elsaid et al., 2014). Entretanto, as análises dos gráficos das figuras 4b e 4c auxiliaram na seleção das bandas como entrada para a ACP. Em seguida, foi usada a ferramenta *density slicing* para destacar os *pixels* com maior DN de cada uma das imagens da CP selecionada

dos minerais calcite, moscovite, caulinite, ilite e quartzo com base na equação 5:

$$\text{Banda DN Threshold} = \text{Média} + 2 \times (DP) \quad (5)$$

Onde DP é o desvio padrão.

5.2. Trabalhos de Campo

O passo seguinte, utilizando como base de suporte os produtos de detecção remota, implicou a realização do levantamento de dados de campo, efetuado ao longo de várias missões, de acordo com os objetivos propostos. De um modo geral, estas atividades foram executadas com o propósito de identificar afloramentos da Formação Cunga, para analisar as variações verticais e laterais dos pacotes sedimentares quanto ao potencial conteúdo em matéria orgânica. Para tal, as camadas caracterizadas por granulometrias silte e argila foram densamente amostradas. Adicionalmente, sabendo que os níveis superficiais dos afloramentos estão, normalmente, sujeitos a alterações meteóricas intensas e possível contaminação, considerou-se uma profundidade de amostragem de aproximadamente 2 m, sendo a amostra recolhida a partir do material *in situ*.

5.3. Análises Laboratoriais

As 49 amostras recolhidas na fase de campo, as quais são maioritariamente constituídas por argilitos e margas da Formação Cunga, foram previamente preparadas no Laboratório de Petrologia e Sedimentologia do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade Agostinho Neto, em Angola. Este procedimento serviu para eliminar as impurezas residuais, como por exemplo veios de calcite e gesso, fáceis arenosas e elevada oxidação superficial, dentre outras, seguida da pesagem de cerca de 500 g de cada uma das amostras, as quais foram posteriormente submetidas a análises laboratoriais do âmbito da DRX, petrologia e geoquímica orgânica.

5.3.1. Mineralogia

As amostras selecionadas para a análise mineralógica através da técnica de DRX, os

procedimentos foram realizados no Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologias da Universidade de Coimbra, em Portugal.

A técnica de DRX da mineralogia total pelo método do pó resulta de um processo em que os raios-X são dispersos pelos elétrons dos átomos componentes de um material, sem mudança de comprimento de onda, sendo obedecidas certas condições geométricas (Jenkins & Snyder, 1997).

A caracterização mineralógica das amostras foi efetuada através da utilização do difratómetro de raios-X Aeris Research Benchtop da Malvern Panalytical com radiação de cobre (Cu), tensão de 40 kV, intensidade de 20 mA e o programa analítico APD 3.6j. Posteriormente, os difratogramas das amostras analisadas foram comparados com os difratogramas padrão de referência, disponíveis em bancos de dados contendo informações cristalográficas, tais como: distâncias interplanares e intensidades (contagens) difratadas normalizadas (relativas a 100 %) para os planos *hkl* que difratam construtivamente os raios-X. Esses bancos de dados são continuamente atualizados pelo *International Centre for Diffraction Data* (ICDD), juntamente com outros órgãos colaboradores (Gobbo, 2009).

5.3.2. Métodos de Petrologia Orgânica

No âmbito das análises da petrologia orgânica no presente trabalho foi selecionada a análise das palinofácies. A preparação das amostras seguiu o processamento para a análise palinológica, o qual foi efetuado no Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) de Portugal. As amostras foram tratadas de acordo com o protocolo palinológico padrão descrito por Dettmann (1963), Combaz (1964; 1980), Uesugui (1979), Tyson (1995), Wood et al. (1996) e Riding & Warny (2008), aplicadas para a obtenção do cerogéneo concentrado, conforme ilustrado no fluxograma das etapas de preparação das lâminas palinofaciológicas (Figura 19). Para remover os carbonatos e os minerais silicatados, as amostras (50 g de rocha) foram submetidas a HCl (37 %) e HF (48 %).

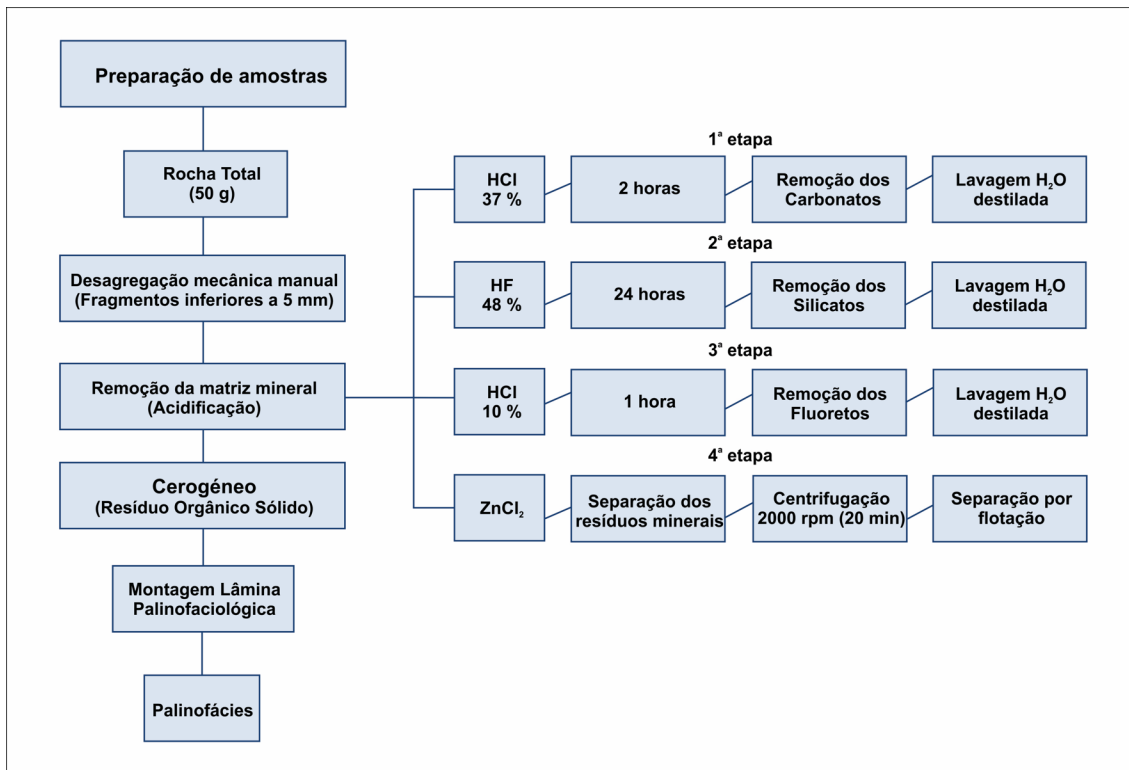


Figura 19. Fluxograma das etapas de preparação das amostras para análise palinofaciológica, segundo a metodologia de Tyson (1995).

Todos os resíduos foram peneirados em malha de 20 μm e o resíduo orgânico foi corado com recurso a um corante denominado safranina-O que permitiu aumentar a visibilidade das características morfológicas. O resíduo orgânico final (Figura 20) foi montado em lâminas de microscópio usando uma montagem à base de resina (por exemplo, Entelan®).

A análise de palinofácies (Figura 20) teve como principal objetivo determinar a natureza do ambiente de deposição e o tipo de cerogéneo dominante. Durante esta análise foi realizada a identificação e descrição geral dos componentes palinológicos (fitoclastos, MOA e palinomorfos) presentes nas lâminas, considerando o tamanho, a forma e o estado de preservação. A abordagem quantitativa das palinofácies foi efetuada aplicando técnicas de microscopia de luz branca transmitida no microscópio Nikon Eclipse Ci, com oculares de 10 \times e objetivas de 10 \times , 20 \times e 40 \times , o que permitiu a contabilização de 300 partículas orgânicas por lâmina, em cada uma das 34 amostras analisadas. A análise quantitativa foi discutida da seguinte forma: rara (< 1 % a 5 %), comum (6 % a 10 %), frequente (11 % a 20 %), abundante (21 % a 40 %) e superabundante (> 40 %). A classificação dos componentes orgânicos usada foi baseada em Tyson (1995), Mendonça

Filho (1999) e Mendonça Filho et al. (2002, 2010b, 2011d, 2012). Após a contagem das partículas orgânicas, foi realizado o tratamento estatístico dos dados obtidos. Os valores foram recalculados para percentagens relativas aos grupos e subgrupos da matéria orgânica e, posteriormente foram calculadas as médias dos grupos e subgrupos encontrados. Os resultados das palinofácies foram projetados em diagramas ternários de palinofácies, usando o programa Tilia, versão 2.6.1 e subdivididos em diferentes associações, com base na análise de agrupamentos restritos usando a soma total dos quadrados, a fim de conhecer o grau de similaridade entre os grupos e subgrupos dos constituintes da matéria orgânica, permitindo, assim, reuni-los em grupos com maior similaridade. O diagrama ternário de palinofácies (MOA – palinomorfos – fitoclastos) proposto por Tyson (1995) foi usado para comparar todas as amostras com o objetivo de determinar o conteúdo em O₂ da coluna de água e a entrada de matéria orgânica terrestre nos sedimentos marinhos.

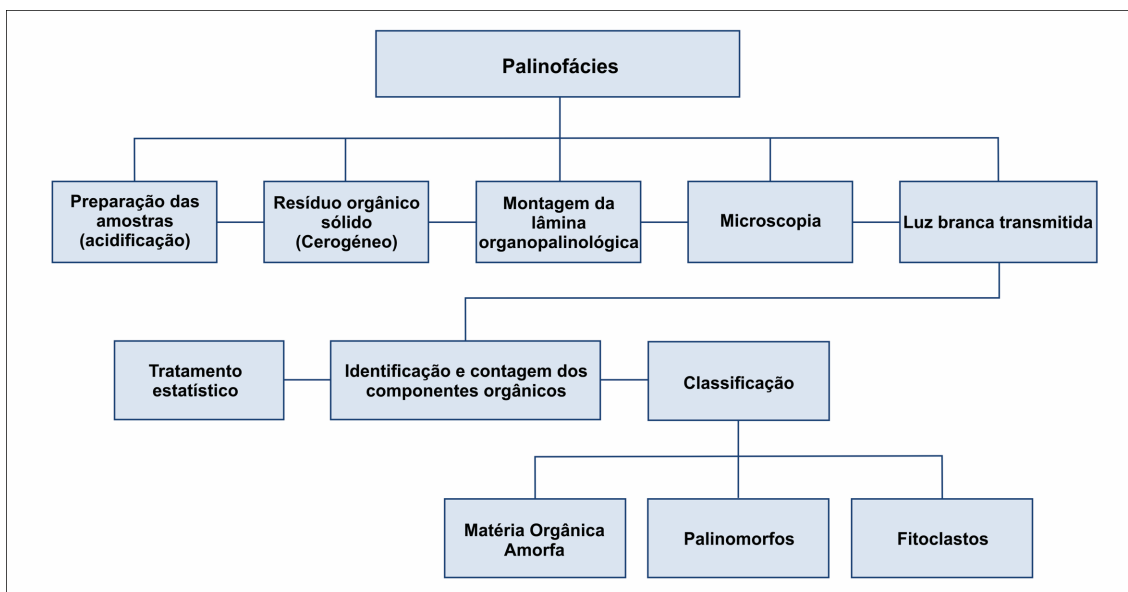


Figura 20. Fluxograma das etapas das análises de palinofácies, segundo a metodologia de Tyson (1995).

5.3.3. Métodos Geoquímicos Orgânicos

As amostras selecionadas para a geoquímica orgânica, nomeadamente análises de *COT* e da pirólise *Rock-Eval*, os procedimentos foram realizados no Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica, da Universidade Estadual do Rio de Janeiro, no Brasil, seguindo as etapas do fluxograma apresentado na figura 21.

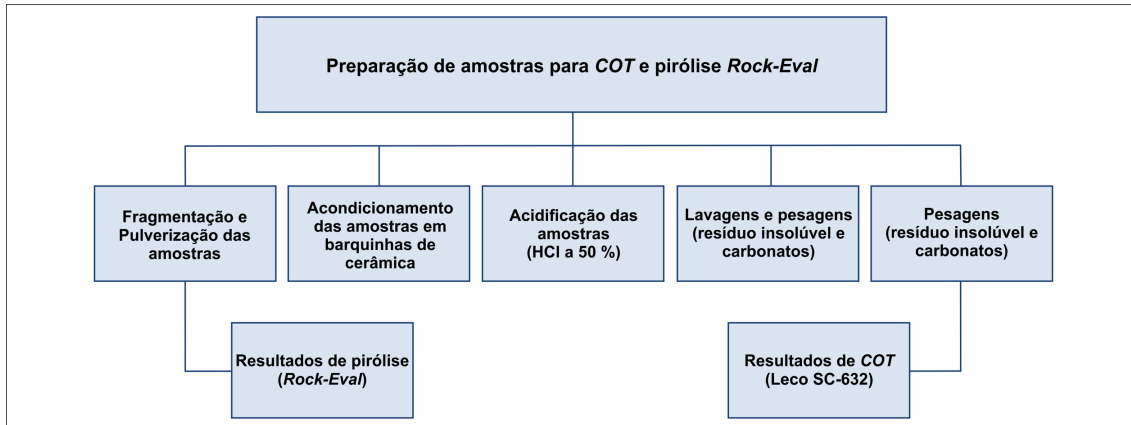


Figura 21. Fluxograma das etapas de preparação das amostras que serão submetidas às análises de *COT* e de pirólise *Rock-Eval*.

A. Carbono Orgânico Total

O teor em *COT* reflete a quantidade da matéria orgânica que existe numa determinada rocha sedimentar. O seu valor é influenciado pelo grau de preservação a que a matéria orgânica é sujeita durante a diagénese, o gradiente geotérmico e os processos bioquímicos e físico-químicos responsáveis pela transformação da matéria orgânica em hidrocarbonetos, diminuindo gradativamente ao longo da catagénese e da metagénese (Tissot & Welte, 1984). A tabela 6 resume os intervalos de *COT* considerados padrão, para avaliar de forma preliminar o potencial petrolífero em *shales* e carbonatos.

Tabela 6. Critérios padrão na avaliação de potenciais rochas-mãe através da percentagem em *COT* (Espitalié et al., 1977).

Potencial petrolífero	<i>COT</i> (%), em <i>Shales</i>	<i>COT</i> (%), em Carbonatos
Pobre	0,00 a 0,50	0,00 a 0,12
Razoável	0,50 a 1,00	0,12 a 0,25
Bom	1,00 a 2,00	0,25 a 0,50
Muito Bom	2,00 a 4,00	0,50 a 1,00
Excelente	> 4,00	> 1,00

COT: carbono orgânico total (% em massa).

B. Pirólise *Rock-Eval*

A pirólise *Rock-Eval* é, geralmente, utilizada para determinar o grau/estágio de maturação (Tabela 7) e potencial petrolífero numa determinada rocha sedimentar (Tabela 8), possibilitando ainda inferir o tipo de matéria orgânica existente nas mesmas (Tabela 9).

No presente trabalho, só as amostras que apresentaram valores de *COT* iguais e superiores a 0,5 % em massa é que foram submetidas a pirólise *Rock-Eval*.

Tabela 7. Parâmetros geoquímicos que descrevem o nível de maturação para a geração do petróleo (Espitalié et al., 1977).

Estágio de maturação	<i>Tmax</i> (°C)	<i>IP</i>
Imaturo	< 435	< 0,10
Maturo: Inicial	435 a 445	0,10 a 0,15
Maturo: Pico	445 a 450	0,25 a 0,40
Maturo: Final	450 a 470	> 0,40
Pós-maturo	> 470	-

Tmax: temperatura máxima de pirólise (°C); *IP*: índice de produção.

O processo consiste na simulação da alteração térmica do cerogéneo num sistema livre de O₂, o qual implica colocar cerca de 100 mg de amostra a temperaturas entre 300 °C a 600 °C, este aumento de temperatura é efetuado de forma gradual, nomeadamente 25 °C por minuto. Com a combustão da amostra, os compostos gerados são captados por um detetor de ionização de chama. Os gases voláteis são libertados em três estágios de temperaturas crescentes, as quais permitem a definição de diferentes parâmetros, nomeadamente *S1*, *S2*, *S3*, *S4* e *Tmax* (Figura 22).

O pico *S1* representa os hidrocarbonetos livres e que se encontram armazenados na estrutura porosa da rocha. O *S2* representa os hidrocarbonetos gerados pelo fracionamento térmico primário, sendo um indicativo da quantidade de hidrocarbonetos que a rocha tem, ainda, como potencial para produzir (Tabela 8), caso a subsidência e a maturação se continuem a verificar. O *S2* diminui com a profundidade de afundimento superiores a 1000 m. O *S3*, o qual está relacionado com o CO₂ libertado durante a pirólise *Rock-Eval*, representa a quantidade de O₂ presente no cerogéneo. A temperatura máxima (*Tmax*) corresponde à temperatura em que se desenvolveu o pico *S2*, o qual representa o grau de maturação a que a rocha esteve sujeita. O resíduo orgânico da pirólise é, completamente, transformado em CO₂, correspondendo ao pico *S4*. O índice de produção (*IP*) caracteriza o nível de evolução da matéria orgânica. Num sistema fechado, o *IP* (Equação 6) aumenta com a extensão da geração de hidrocarbonetos. O somatório *S1* + *S2* representa o potencial petrolífero total, sendo que o valor de *S1* aumenta à medida que o *S2* diminui. No entanto, à medida que ocorre a expulsão dos hidrocarbonetos da

rocha-mãe (migração primária), alguns hidrocarbonetos gerados são removidos do sistema e o *IP* diminui em relação ao sistema fechado. O *IH* é usado para determinar o tipo (Tabela 9), a origem e o estado de preservação do cerogéneo, e é estabelecido pela equação 7. O *IO* (Equação 8) é, igualmente, usado para determinar o tipo de cerogéneo, quando usado de forma combinada com o *IH* no diagrama de van Krevelen modificado (Figura 23).

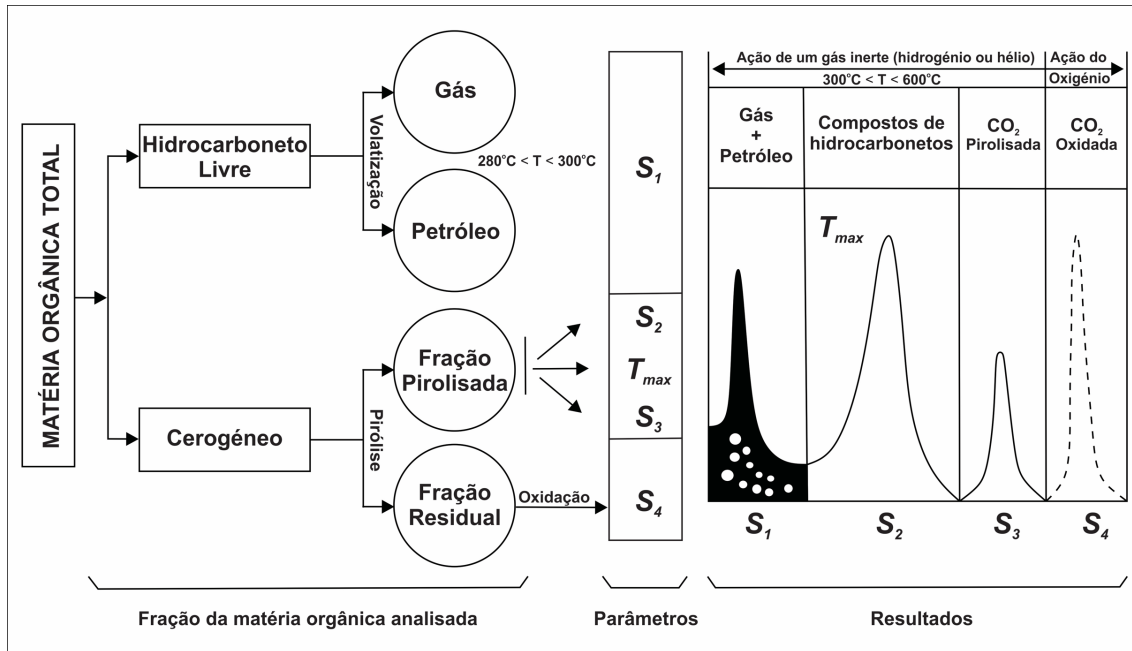


Figura 22. Representação esquemática dos picos e parâmetros produzidos durante o ciclo da pirólise *Rock-Eval* (Espitalié et al., 1977).

$$IP = \frac{S1}{(S1 + S2)} \quad 6$$

$$IH = \frac{S2}{COT} \times 100 \quad 7$$

$$IO = \frac{S3}{COT} \times 100 \quad 8$$

Onde *COT*: carbono orgânico total (% em massa); *S1*: hidrocarbonetos livres contidos na rocha (mg HC/g rocha); *S2*: potencial gerador de hidrocarbonetos (mg HC/g rocha); *S3*: conteúdo de CO₂ (mg CO₂/g rocha); *Tmax*: temperatura máxima de pirólise (°C); *IH*: índice de hidrogénio (mg HC/g *COT*); *IO*: índice de oxigénio (mg CO₂/g *COT*).

Tabela 8. Parâmetros geoquímicos que indicam o potencial petrolífero de uma rocha-mãe (Espitalié et al., 1977).

Potencial petrolífero	S1 (mg HC/g rocha)	S2 (mg HC/g rocha)	Hidrocarbonetos (ppm)
Pobre	0,0 a 0,5	0,0 a 2,5	0 a 300
Razoável	0,5 a 1,0	2,5 a 5,0	300 a 600
Bom	1,0 a 2,0	5,0 a 10,0	600 a 1200
Muito bom	2,0 a 4,0	10,0 a 20,0	1200 a 2400
Excelente	> 4,0	> 20,0	> 2400

S1: hidrocarbonetos livres contidos na rocha (mg HC/g rocha); S2: potencial gerador de hidrocarbonetos (mg HC/g rocha).

Tabela 9. Parâmetros geoquímicos que descrevem o tipo de cerogéneo (qualidade) e os produtos gerados (Espitalié et al., 1977).

Tipo de Cerogéneo	IH mg HC/g COT	S2/S3	H/C atômica	Principal produto gerado no pico de maturação
I	> 600	> 15	> 1,5	Petróleo
II	300-600	10-15	1,2-1,5	Petróleo
II/III	200-300	5-10	1,0-1,2	Mistura de petróleo e gás
III	50-200	1-5	0,7-1,0	Gás
IV	< 50	< 1	< 0,7	Nenhum

IH: índice de hidrogénio (mg HC/g COT); S2: potencial gerador de hidrocarbonetos (mg HC/g rocha); S3: conteúdo de dióxido de carbono (mg CO₂/g rocha); H: hidrogénio; O: Oxigénio.

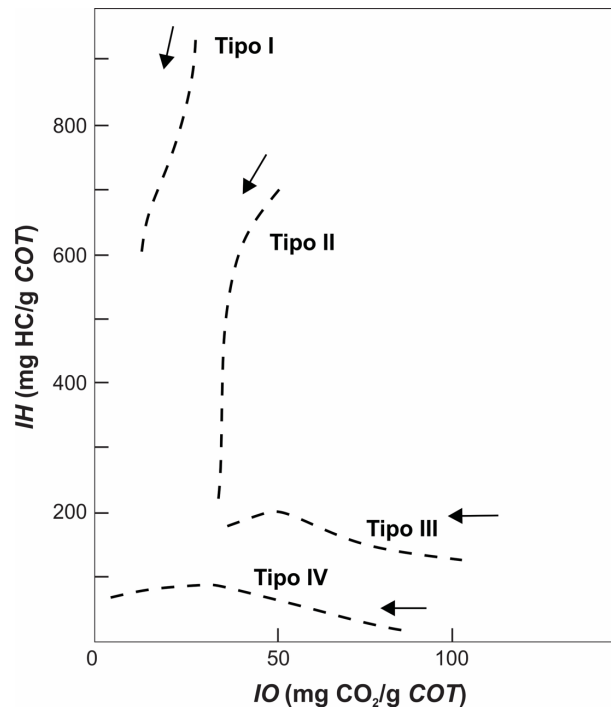


Figura 23. Diagrama de van Krevelen modificado com as trajetórias evolutivas do IH e IO (McCarthy et al., 2011).

IH: índice de hidrogénio; IO: índice de oxigénio; HC: hidrocarbonetos; COT: carbono orgânico total.

5.3.4. Isotérmicas de Sorção

A determinação das isotérmicas de sorção permite avaliar a capacidade de armazenamento em gás de rochas com conteúdo em matéria orgânica, a uma temperatura constante. Sínteses relevantes para uma abordagem preliminar do seu conhecimento incluem os trabalhos de Mitchell & Fugassi (1966), Mavor et al. (1990), Yee et al. (1993), Rodrigues (2002), Czepirski et al. (2000), Foo & Hameed (2010), Dinis (2010), Cárdenas (2015); Rodrigues, et al. (2016), Fakher & Imqam (2020), os quais propuseram diferentes modelos de isotérmicas de sorção. Entre os diferentes modelos, *e.g.*, modelo de Gibbs, modelo teórico do potencial, aplicados para estabelecer o equilíbrio das isotérmicas de sorção e, conseqüentemente, compreender o comportamento do armazenamento em gases na estrutura porosa de rochas com conteúdo em matéria orgânica, os mais adotados atualmente são os de Langmuir (Mengal & Wattenbarger, 2011; Rodrigues et al., 2016; Almeida, 2019). O modelo de Langmuir inclui três isotérmicas específicas: a de Langmuir (Equação 9), a de Freundlich (Equação 10) e as isotérmicas combinadas de Langmuir/Freundlich (Equação 11), que são baseadas num equilíbrio dinâmico entre evaporação e condensação (Yee et al., 1993). No entanto, as isotérmicas frequentemente mais usadas são as de Langmuir, seguida pelas de Freundlich, enquanto a combinação Langmuir/Freundlich raramente é aplicada (Rodrigues, 2002; Fakher & Imqam, 2020).

$$V = \left(\frac{P \times V_L}{P + P_L} \right) \quad 9$$

$$V = k \times P^n \quad 10$$

$$V = V_L \frac{k \times P^n}{1 + k \times P^n} \quad 11$$

Onde V = volume de gás (scf/ton); P = pressão de equilíbrio (psi); V_L = volume de Langmuir (scf /ton); P_L = pressão de Langmuir (psi); k e n são constantes.

A isotérmica aplicada neste trabalho foi a de Langmuir, uma vez que é considerada a mais adequada em estudos de sorção de gás em rochas ricas em matéria orgânica (Rodrigues,

2002; Dinis, 2010; Cárdenas, 2015; Martínez et al., 2015; Rodrigues et al., 2016; Almeida, 2019). O modelo assume que existe um estado de equilíbrio dinâmico, a temperatura constante, entre o gás adsorvido nas estruturas microporosas da matéria orgânica e o gás livre/absorvido (Rodrigues, 2002).

O equipamento utilizado (Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Fernando Pessoa, em Portugal) para a determinação das isotérmicas de sorção de gases foi idealizado com base em técnicas volumétricas, baseadas na lei de Boyle-Mariotte para gases ideais (Rodrigues et al., 2016).

A realização dos ensaios de isotérmicas de sorção implica, numa fase inicial, a preparação de uma quantidade específica de amostra, a qual terá que perfazer aproximadamente 100 g. Adicionalmente, como o estudo em questão envolveu a utilização de amostras de *shale* e argilito, as amostras não foram submetidas a moagem, sendo as amostras utilizadas tal qual. Após a preparação, as amostras foram colocadas em células de pressão em aço inox e, subsequentemente foram submetidas a um banho isotérmico a 35 °C, igual à temperatura do reservatório *in situ*. O sistema amostra/células de pressão foi, posteriormente, submetido a diferentes intervalos de pressão de gás de CO₂ puro (99,99 %). No presente estudo estabeleceu-se intervalos de 72,5 psi em 72,5 psi, até perfazer aproximadamente os 725 psi. Experimentalmente, cada intervalo de pressão deve atingir o estágio de estabilização, ou seja, a fase adsorvida e a fase absorvida/livre devem estar em equilíbrio cinético (*i.e.*, a taxa de adsorção e dessorção das superfícies dos poros da amostra é igual), a uma dada temperatura e pressão, por um período (Saghafi et al., 2007) de aproximadamente 30 min. É necessário enfatizar que o tempo acima aludido depende das características da amostra em análise (Rodrigues, 2002), nomeadamente: i) o grau de maturação ou incarbonização, o que implica afirmar que quanto maior o grau de maturação de uma rocha maior será a capacidade de armazenamento; ii) o conteúdo em matéria mineral que atua como inibidor na sorção de gás, reduzindo a capacidade de armazenamento e iii) a composição maceral que está relacionada com a quantidade dos diferentes grupos de macerais, principalmente a do grupo da vitrinite que apresenta maior capacidade de armazenamento, pelo facto de conter uma rede microporosa mais elevada, e como tal maior área de superfície interna dos poros, quando comparada com a dos outros grupos de macerais (liptinite e inertinite).

6. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo, apresentam-se os resultados obtidos no âmbito dos diferentes estudos e análises efetuadas em amostras recolhidas em uma sequência localizada na região de Cabo de São Brás, *onshore* da Bacia do Kwanza em Angola (Figura 24). Assim sendo, neste capítulo apresenta-se a composição mineralógica da área com base em dados de deteção remota e complementadas com dados de DRX das amostras de campo. Adicionalmente, são apresentadas e discutidas diferentes questões pertinentes em relação à Formação Cunga de forma a atingir os objetivos propostos neste trabalho, nomeadamente os paleoambiente, o potencial petrolífero e o tipo de matéria orgânica, o que será desenvolvido tendo como base de suporte os dados de petrologia e geoquímica orgânica, bem como os aspetos relacionados com a capacidade de armazenamento de CO₂, os quais foram efetuados com base nas isotérmicas de sorção.

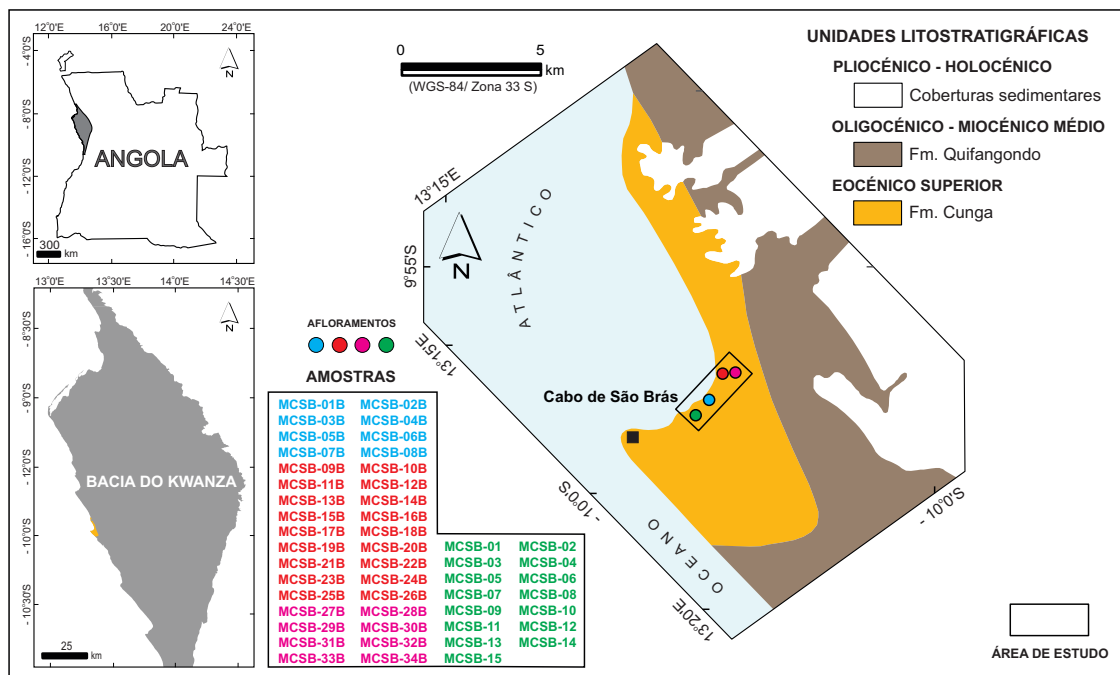


Figura 24. Extrato do mapa geológico simplificado da Bacia do Kwanza (Total & Sonangol, 1987).

A sequência estudada (Figuras 25a – 25b) compreende, tal como já foi anteriormente referido, rochas siliciclásticas e carbonatadas do Eocénico superior da Formação Cunga de acordo com o Mapa Geológico da Total & Sonangol (1987), cuja idade foi aferida mais recentemente (Mulanda, 2020; Pereira et al., 2021, Rodrigues et al., 2021), com base em estudos palinostratigráficos, como sendo do Eocénico superior (Priaboniano).

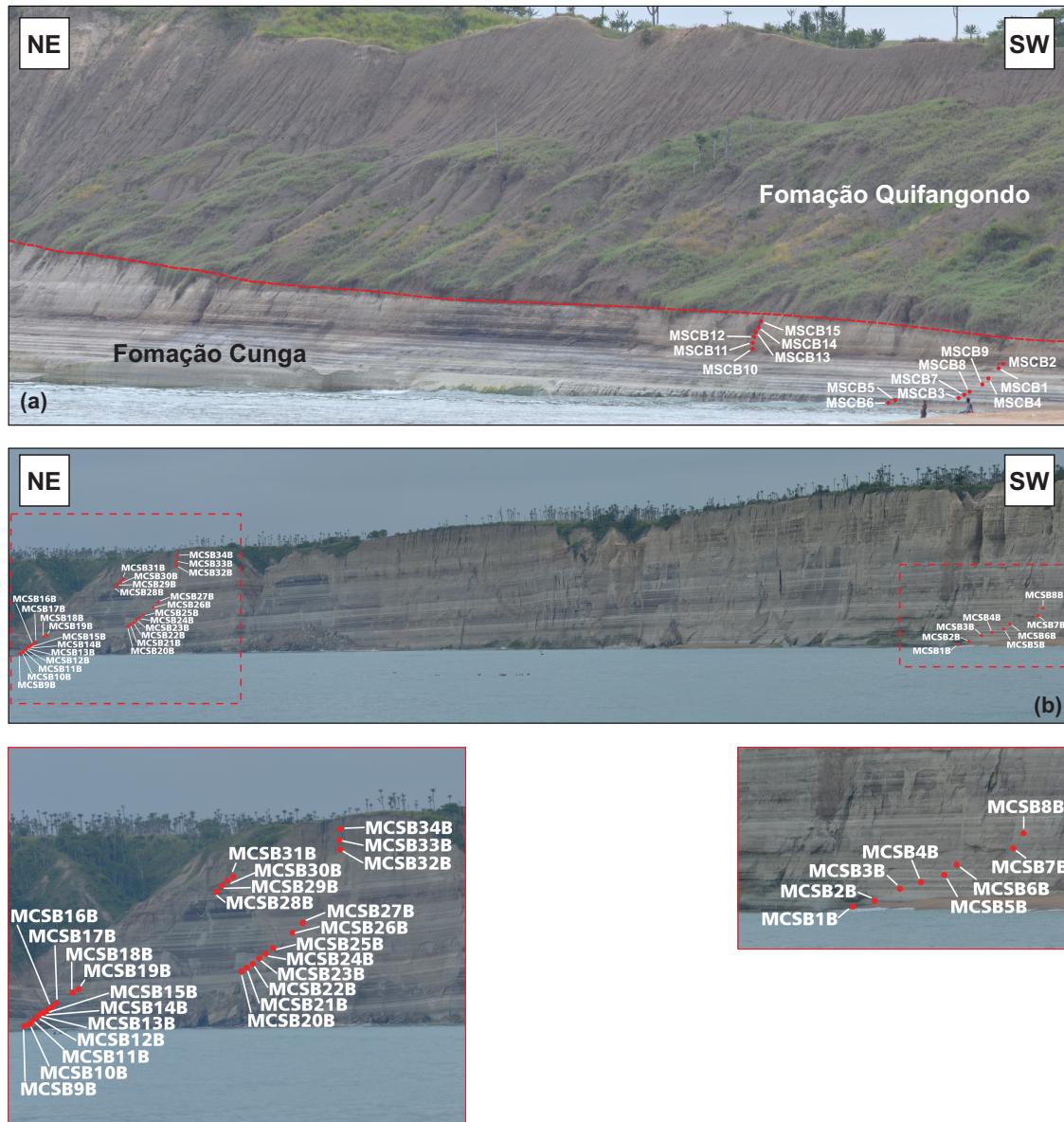


Figura 25. Sequência estudada com a localização das amostras analisadas da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás em Angola: (a) em contato discordante com a Formação Quifangondo; (b) em continuidade lateral e com realce das respetivas amostras nos retângulos em vermelho.

A sequência analisada apresenta de uma forma geral orientação NE-SW (Figuras 25a e 25b) e a espessura média do pacote sedimentar é de cerca de 100 m. A sequência é

constituída por intercalações de margas, calcários e argilitos ricos em pirite, com forte bioturbação (*Planolites*), a qual diminui da base para o topo. Nesta sequência é ainda visível o contacto entre as formações Cunga e Quifangondo, o qual é estabelecido por uma discordância erosiva (Figura 25a), embora não representado no Mapa Geológico da Bacia do Kwanza (Total & Sonangol, 1987; Figura 24). A Formação Quifangondo é composta por lamitos e argilitos com alguns filonetes de gesso, sendo a parte superior marcada por um aumento de material carbonatado (calcário, margas).

Composição Mineralógica

A aplicação da técnica SAM na região de Cabo de São Brás permitiu identificar os seguintes minerais predominantes, calcite, moscovite, ilite, caulinite e quartzo, os quais apresentam diferentes graus de precisão com base nos ângulos mínimos (α) dos *pixels* (Tabela 10). A eficácia desta técnica é diretamente afetada pela resolução espectral e/ou espacial utilizada quando comparada com as diferentes bandas do sensor ASTER. Um fator importante são as características espectrais específicas de cada *endmember* dentro da região espectral. Este aspeto é claramente identificado na análise do quartzo, que não apresenta características diagnóstico na região VNIR-SWIR. Porém, foi detetado com maior precisão, exclusivamente na região do TIR, devido ao facto dos minerais de sílica apresentarem variações de emissividade na região ASTER-TIR (Elsaid et al., 2014). Comparativamente aos *endmembers* dos minerais determinados na região SWIR, a caulinite foi o mineral predominante na região, seguido dos *endmembers* da calcite, moscovite, e por fim a ilite (Figura 26). O *endmember* do quartzo na região TIR ocorre praticamente distribuída em toda a área de estudo (Figura 27).

Tabela 10. Ângulos máximos correspondentes (radianos) usados na classificação do SAM para as bandas ASTER da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região do Cabo de São Brás, Angola.

Região	Endmember	Ângulo máximo
SWIR	Calcite	0,080
	Caulinite	0,230
	Moscovite	0,100
	Ilite	0,100
TIR	Quartzo	0,590

SWIR: *short-wave infrared*; TIR: *thermal infrared*.

Na técnica de ACP, apenas algumas bandas espectrais foram utilizadas, especificamente

aquelas que contêm características diagnóstico de absorção e reflectância dos minerais de interesse. A redução no número de bandas de entrada resulta numa maior possibilidade de definir uma *CP* exclusiva para uma classe mineral específica (Crosta et al., 2003; Khaleghi et al., 2014). Portanto, a utilização das bandas dos minerais de interesse para o processo de entrada do ACP obedeceu a características específicas. A reflectância elevada da calcite nas bandas 6 e 9 em comparação com a reflectância baixa na banda 8, especificamente no comprimento de onda de 2,295 μm - 2,365 μm , permitiu sugerir que as bandas 6 e 9 apresentam-se como as mais adequadas para enfatizar a ocorrência da calcite, devido à presença de características de absorção dos processos vibracionais do radical CO_3^{-2} (Hunt & Salisbury, 1971; Gaffey, 1986). Já a moscovite e ilite produzem reflectâncias elevadas nas bandas 5 e 7 e absorção na banda 6, enquanto que a caulinite possui assinatura espectral com absorção nas bandas 6 e 9, além de reflectância elevada na banda 7. Por outro lado, o quartzo é caracterizado por não ter características de absorção relevantes na região VNIR-SWIR. Para Salisbury et al. (1991b), a região TIR pode ser usada para calcular a curva espectral da emissividade do quartzo usando a Lei de Kirchhoff ($\mathcal{E} = 1 - R$), ou seja, espectros de emissividade elevada (\mathcal{E}), referentes às bandas 10 e 12 da biblioteca espectral JHU, podem ser considerados equivalentes a espectros de reflectância baixa (R), enquanto valores de emissividade baixa relacionados com as bandas 13 e 14 são considerados espectros de reflectância elevada.

A tabela 11 apresenta as bandas e os autovetores em negrito usados no processamento das diferentes imagens na região SWIR. A *CP-1* da calcite é composta por valores negativos em todas as bandas e possui 99,63 % de autovalor da informação espectral, enquanto que as *CP-2* e *CP-3* apresentam autovalores de 0,24 % e 0,13 %, respetivamente. A identificação da calcite foi efetuada usando a *CP-3*, uma vez que é a componente com maior contribuição positiva na banda 9 (0,762 μm), assim como apresenta uma contribuição negativa elevada na banda 8 (- 0,622 μm). A reamostragem para a escala de cinza de 8 *bits* e o valor do *threshold* DN = 199 representam a calcite como *pixels* de cor vermelha na imagem *CP-3* (Figura 28a).

A *CP-3* com autovalor de 0,11 % de informação espectral foi selecionada para a identificação da caulinite, porque apresenta uma contribuição de valores negativos elevada na banda 6 (- 0,594 μm) e positivos na banda 7 (0,758 μm). A aplicação da reamostragem e os valores *threshold* DN da *CP-3* = 210 resultou no mapeamento do

mineral de caulinite em *pixels* azuis (Figura 28b). A imagem da CP-3 da moscovite/ilite apresenta um autovalor de 0,06 % e valores opostos nas bandas 5 (– 0,738 μm) e 6 (0,675 μm), o que requer a inversão do histograma, multiplicando a imagem por –1, o que permitiu destacar a abundância de minerais que inicialmente apresentavam tons escuros e passaram para tons claros. Assim, o valor *threshold* DN = 208 moscovite/ilite será representado por *pixels* verdes (Figura 28c). Por outro lado, a tabela 12, na região TIR, apresenta a CP-2 do quartzo com um autovalor de 0,72 % da informação espectral, bem como valores elevados e sinais opostos para as bandas 10 (0,040 μm), 12 (0,722 μm), 13 (– 0,158 μm), 14 (– 0,673 μm). Portanto, as áreas ricas em quartzo são destacadas pelo inverso da imagem da CP-2. Logo, a CP-2 tem um valor de *threshold* DN = 195 que representa as anomalias de quartzo em *pixels* na cor amarela (Figura 28d). Como o quartzo não apresenta características específicas na região SWIR, o ACP não pode ser aplicado.

Tabela 11. Autovetores para três bandas do infravermelho de ondas curtas de dados ASTER na região do Cabo de São Brás, Angola.

Bandas de entrada	Autovetor			Mineral
	CP-1	CP-2	CP-3	
Banda 6 ↑	– 0,763	– 0,620	0,183	Calcite
Banda 8 ↓	– 0,578	0,528	– 0,622	
Banda 9 ↑	– 0,289	0,580	0,762	
Autovalor %	99,63	0,24	0,13	
Banda 6 ↓	– 0,709	– 0,380	– 0,594	Caulinite
Banda 7 ↑	– 0,652	0,033	0,758	
Banda 9 ↓	– 0,268	0,924	– 0,271	
Autovalor %	99,73	0,16	0,11	
Banda 5 ↑	– 0,547	– 0,396	– 0,738	Moscovite/ilite
Banda 6 ↓	– 0,616	– 0,406	0,675	
Banda 7 ↑	– 0,566	0,824	– 0,022	
Autovalor %	99,85	0,09	0,06	

CP: componente principal; ↑: reflectância; ↓: absorção.

Tabela 12. Autovetores para quatro bandas do infravermelho termal dos dados ASTER na região do Cabo de São Brás, Angola.

Bandas de entrada	Autovetor				Mineral
	CP-1	CP-2	CP-3	CP-4	
Banda 10 ↓	0,389	0,040	0,551	0,737	Quartzo
Banda 12 ↓	0,555	0,722	0,095	– 0,402	
Banda 13 ↑	0,548	– 0,158	– 0,767	0,293	
Banda 14 ↑	0,490	– 0,673	0,314	– 0,457	
Autovalor %	99,17	0,72	0,07	0,04	

CP: componente principal; ↑: reflectância; ↓: absorção.

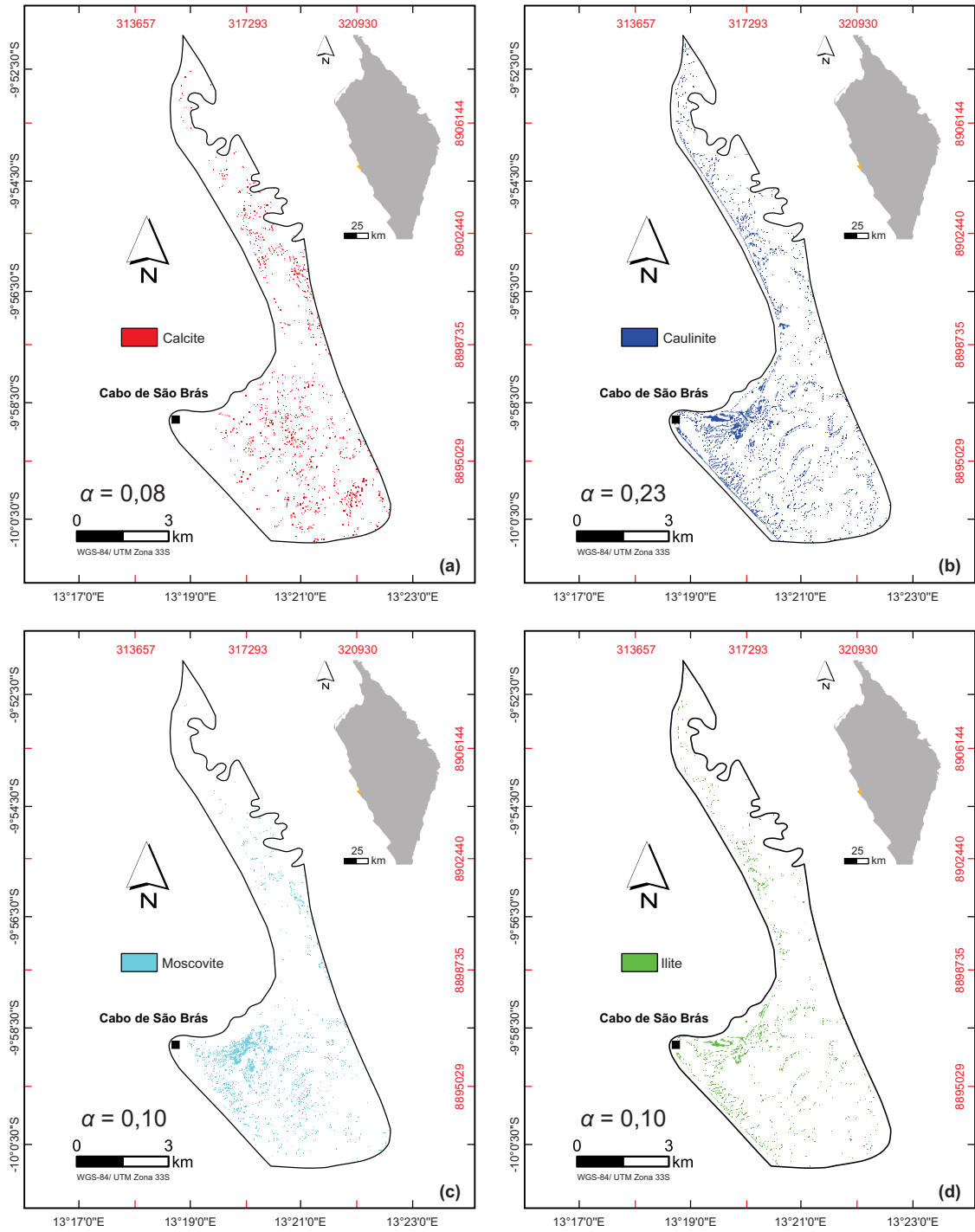


Figura 26. Classificação *Spectral Angle Mapper* do *endmember* usando o SWIR e a biblioteca espectral reamostrada USGS ASTER aplicada na região de Cabo São Brás em Angola para: (a) calcite; (b) caulinite; (c) moscovite, e (d) illite.

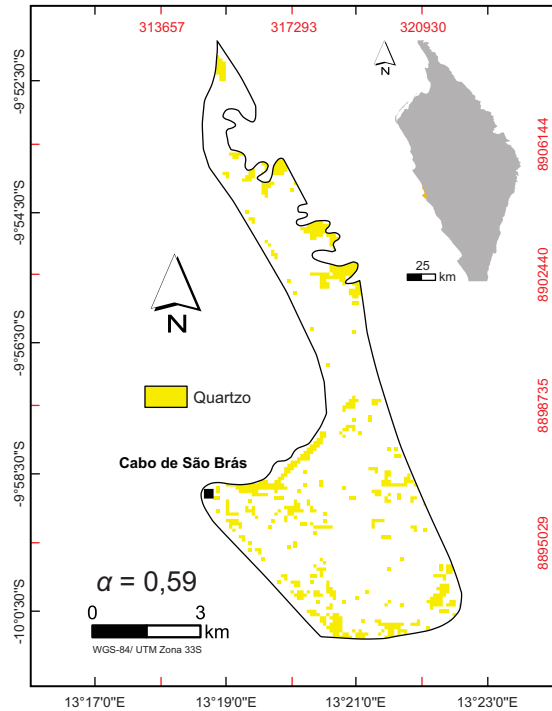


Figura 27. Classificação *Spectral Angle Mapper* do *endmember* quartzo usando ASTER-TIR e a biblioteca espectral reamostrada JHU ASTER, aplicada na região de Cabo São Brás em Angola.

A análise de DRX serviu para validar as informações relacionadas com a composição mineralógica identificada na região de Cabo de São Brás utilizando as técnicas SAM e ACP. Sendo assim, os resultados de DRX para as amostras da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás permitiram identificar a calcite e o quartzo como os minerais mais abundantes, enquanto que a moscovite, clinoptilolite, albite, microclina, ortóclase, gesso, halite, anquerite, caulinite, heulandite, pirite e dolomite aparecem como minerais pouco abundantes (Tabela 13, Anexo – A). A associação mineralógica identificada abrange um espectro que define rochas do tipo silício-carbonatadas, especificamente margas com intercalações de argilitos e calcários, os quais foram depositadas em ambientes marinhos neríticos internos e externos, conforme sugerido na literatura (Mulanda, 2020; Pereira et al., 2021; Rodrigues et al., 2021).

A presença de calcite em grandes proporções, na formação analisada, sugere a presença de água hipersalina, aspecto este que está relacionado com o desenvolvimento de ambientes de deposição pouco energéticos, aumentando o potencial de desenvolvimento da estratificação da coluna de água (Silva et al., 2000). Por outro lado, o conteúdo relativamente elevado de quartzo nas amostras e a ocorrência de minerais provenientes de rochas ígneas, como albite, microclina, moscovite e ortóclase, bem como de minerais

provenientes de rochas metamórficas representados pela clinoptilolite, indiciam importante contribuição de rochas ácidas a básicas, associadas a rochas metamórficas (de baixo grau). Assim sendo, sugere-se que a fonte de alimentação destes sedimentos encontrava-se provavelmente em áreas muito próximas do local de deposição desta sequência e, provavelmente, não estiveram sujeitas a fortes alterações meteóricas.

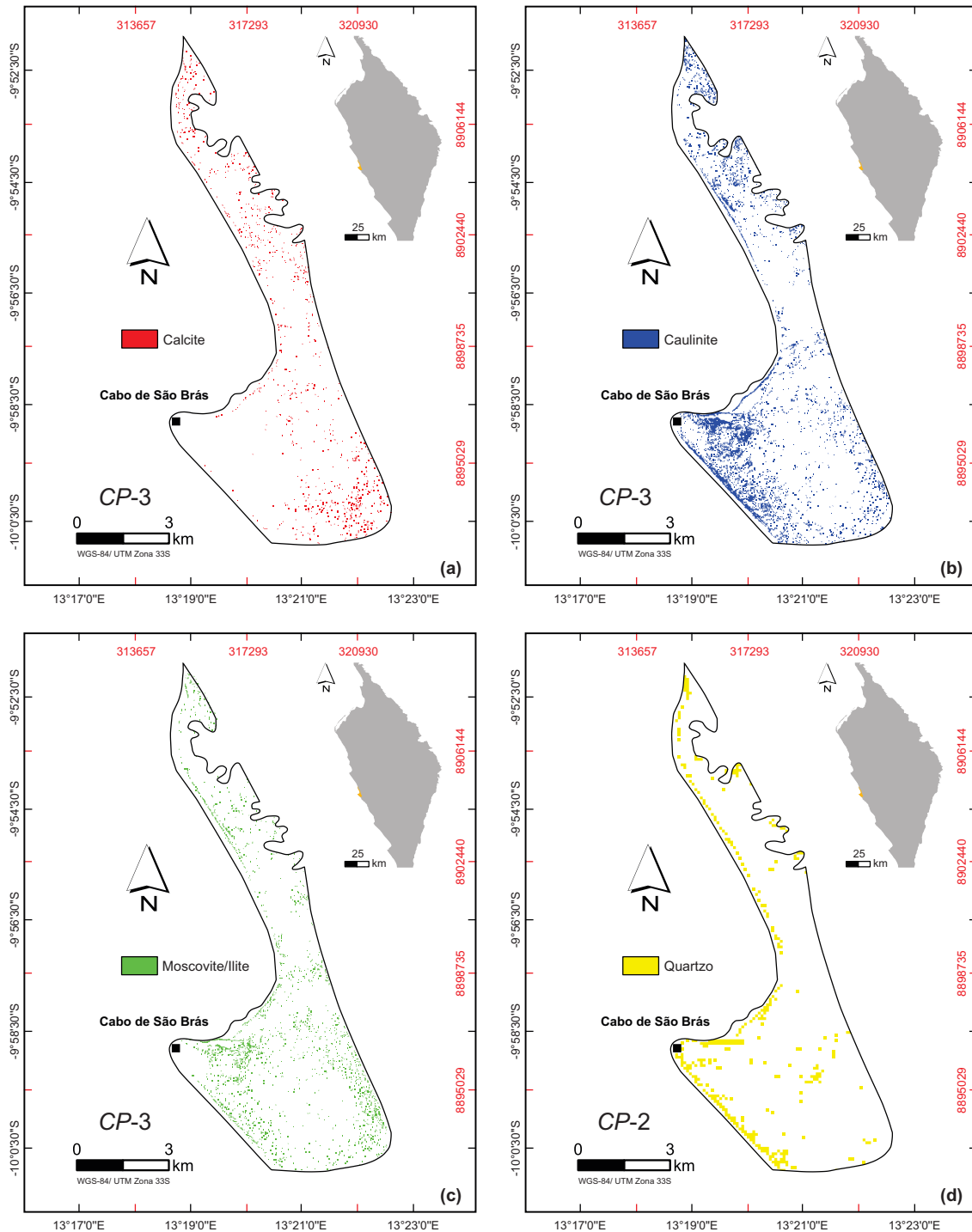


Figura 28. Análise da Componente Principal da região de Cabo de São Brás em Angola para: (a) CP-3 da calcite na região SWIR; (b) CP-3 da caulinite na região SWIR; (c) CP-3 da moscovite/ilite na região SWIR, e (d) CP-2 do quartzo na região TIR.

Tabela 13. Composição mineralógica das amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

Amostra	Mineral													COT	
	Calcite	Quartzo	Moscovite	Clinoptilolite	Albite	Microclina	Gesso	Ortoclase	Halite	Ankerite	Caulinite	Heulandite	Pirite		Dolomite
MCSB34B	●●	●●●	●	●	●			●							0,14
MCSB33B	●●	●●●	●		●			●							0,15
MCSB31B	●●	●●●	●	●	●	●						●			0,21
MCSB30B	●●	●●●	●	●	●	●				●					0,22
MCSB29B	●●	●●●	●	●	●	●									0,20
MCSB28B	●●	●●●	●	●	●	●						●			0,21
MCSB27B	●●	●●●	●	●	●	●									0,16
MCSB26B	●●●	●●	●	●	●	●			●						1,35
MCSB25B	●●●	●●	●	●	●	●			●						7,52
MCSB24B	●●●	●●	●	●	●	●	●								2,18
MCSB23B	●●●	●●	●	●	●			●	●	●	●				4,77
MCSB22B	●●●	●●	●	●				●	●						5,88
MCSB21B	●●●	●●	●	●	●	●									5,05
MCSB20B	●●●	●●	●	●	●	●			●						3,30
MCSB18B	●●●	●●	●	●	●	●	●								2,19
MCSB17B	●●●	●●	●	●	●	●							●		0,93
MCSB16B	●●●	●●	●	●	●	●		●							2,90
MCSB15B	●●●	●●	●	●	●	●									5,05
MCSB14B	●●●	●●	●	●	●	●									1,53
MCSB13B	●●	●●●	●	●	●	●									2,67
MCSB12B	●●●	●●	●	●	●	●									5,81
MCSB11B	●●●	●●	●	●	●	●	●								6,81
MCSB10B	●	●●●	●	●●	●	●							●		4,61
MCSB9B	●●●	●●	●	●	●		●	●							2,96
MCSB8B	●●●	●●	●	●	●	●				●					0,82
MCSB6B	●●●	●●	●	●	●	●	●								0,53
MCSB5B	●●●	●●	●	●		●									0,66
MCSB4B	●●●	●●	●	●	●	●	●							●	0,53
MCSB3B	●●	●●●	●	●	●	●	●								0,51
MCSB2B	●●●	●●	●	●	●	●	●								0,60

Classificação semi-quantitativa: pouco abundante (●), abundante (●●), muito abundante (●●●).

COT: carbono orgânico total (%).

A pirite foi identificada nas análises de DRX (Tabela 13), em lâmina delgada no estudo das palinofácies e, principalmente, em afloramento como nódulos (Figura 29), o que permitiu associar a formação das rochas da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás a um possível ambiente redutor. Por outro lado, a caulinite e a illite, importantes

argilominerais que ocorrem geralmente em rochas siliciclásticas (Araújo et al., 2004; Jiang, 2012; Fatima et al., 2017), foram detetadas em proporções elevadas através das técnicas SAM e ACP, mas nas análises de DRX os argilominerais foram identificados apenas em quantidades vestigiais. Isso pode ser justificado pelo facto de as rochas da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás estarem quase na sua totalidade em contacto discordante e numa posição subjacente às rochas da Formação Quifangondo, as quais são predominantemente formadas por rochas do tipo siliciclásticas (Pereira et al., 2021; Rodrigues et al., 2021). A cobertura sedimentar de areia e cascalho de origem aluvial e coluvial, que formam depósitos de formas irregulares amplamente distribuídos na área de estudo, permite igualmente justificar a quantidade de quartzo detetado nas técnicas SAM e ACP. Adicionalmente, é igualmente pertinente destacar o efeito provocado pelas rochas ricas em matéria orgânicas na análise espectral, como as identificadas na área de estudo, as quais apresentam conteúdos em *COT* superiores a 0,5 % (Tabela 13). De facto, as rochas ricas em matéria orgânica induzem uma redução na intensidade das bandas de absorção, dificultando a identificação de minerais calcite, moscovite, ilite, caulinite e quartzo.

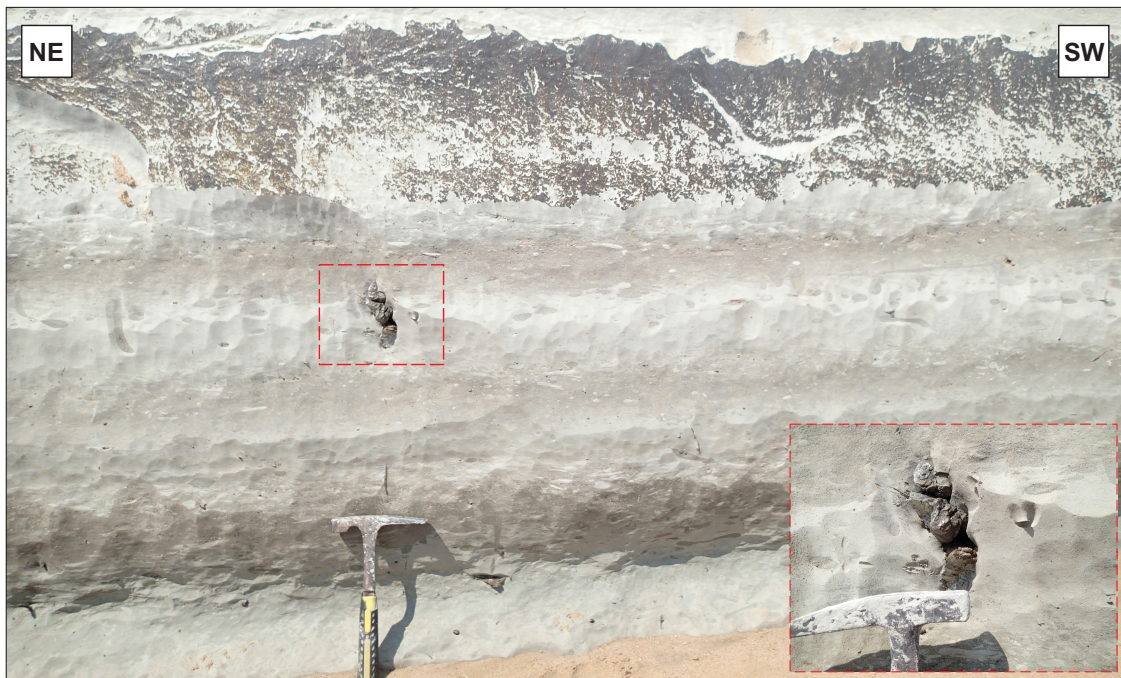


Figura 29. Argilitos com presença de pirite no retângulo com linhas vermelhas tracejas referente ao nível de amostragem da amostra MCSB1B da sequência analisada, pertencente à Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

Análise Paleoambiental

Os resultados das análises referentes ao estudo da sequência da Formação Cunga, na região de Cabo de São em Angola, forneceram 34 amostras de palinofácies produtivas (Tabela 14), as quais foram agrupadas em três intervalos de palinofácies: Palinofácies CSB-1, Palinofácies CSB-2 e Palinofácies CSB-3 (Figura 30). A análise quantitativa das palinofácies revela uma grande heterogeneidade. A proporção de partículas de matéria orgânica, as frequências relativas e o tamanho das partículas foram usados para caracterizar o ambiente de deposição.

A associação de palinofácies CSB-1 é definida pelas amostras MCSB1B a MCSB8B. Esta associação é dominada pelo grupo dos palinomorfos com uma média 58 %, fitoclastos com uma média 31 %, sendo a ocorrência do grupo de MOA menor, com uma média de 11 % (Tabela 15).

O grupo dos palinomorfos da associação das palinofácies CSB-1 é representado principalmente por quistos de dinoflagelados, zoomorfos, restos de fungos, zooclastos, esporos e grãos de pólen. São em geral translúcidos em luz branca transmitida. Por outro lado, a MOA é evidenciada através de partículas homogêneas, com contornos difusos e de cor castanha escura, em luz branca transmitida (Figuras 31a e 31b). No grupo dos fitoclastos, o subgrupo opaco é o mais representativo, sendo representado por cerca de 66 % das palinofácies em todas as amostras. Adicionalmente, foram observados alguns fitoclastos do tipo membrana. No geral, as membranas estão degradadas e apresentam contornos irregulares e coloração castanhas, em luz branca transmitida (Figura 31c). Por outro lado, destacam-se os quistos de dinoflagelados marinhos com valores em média de 30 % que são frequentes a abundantes, muitas vezes revelando erosão mecânica e fragmentos piritizados. A abundância relativa do subgrupo esporomorfos foi de cerca de 1 %, assim como as percentagens dos outros palinomorfos terrígenos tais como: plâncton de água doce e resinas. Restos fúngicos foram observados em todas as amostras, chegando a atingir os 27 % na amostra MCSB7B.

Tabela 14. Palinofácies das amostras analisadas da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

Grupo das palinofácies	Subgrupos	Amostras							
		MCSB1B	MCSB2B	MCSB3B	MCSB4B	MCSB5B	MCSB6B	MCSB7B	MCSB8B
Fitoclastos	Opaco	13,67	13,67	23	27,67	26,33	13	14	31,67
	Não-opaco	4	3,33	3,33	5	6	7,33	6,67	5
	Cutículas	0	0	0	0,67	0,33	0	0	0
	Membranas	6,67	2	11,67	5,67	5	4,33	3,33	1,67
Esporomorfos	Esporos	0	0	0	0,33	0	0	0	0,33
	Grãos de pólen	2	0,33	0,67	1	0,33	0,33	0	0
Outros terrígenos	Restos de fungos	21,67	5	9	8,67	3,67	10	26,67	1,67
Plâncton marinho	Quistos dinoflagelados	19	41,33	26,67	30,67	25,67	50,67	38,33	6
	Prasinófitas	0	0	0	0	0	0	0	0
	Acritarcas	0	0	0	0	0	0	0	0
Plâncton de água doce	<i>Pediastrum</i>	0	0	0	0	0	0	0,67	0
	<i>Botryococcus</i>	0	0	0	0	0,67	0	0,33	0,33
	Outras algas	0,67	0	0,67	2	0,33	0,33	0	0,33
Zoomorfos "fragmento-animal "	Forro de foraminíferos	15	2,33	11,33	8,33	3,33	3	3	5,67
	Escolecodontes	0,33	0,33	0,67	0	0,33	0	0	0
	Radiolário	0	0	0	2	20	2	0	26,33
Zooclastos "partículas orgânicas de origem animal"		11,67	2	5	1,67	2,33	0	0	1,33
MOA (Matéria Orgânica Amorfa)		5	29,33	7,33	6,67	6	8,67	7	19,67
Resinas		0,33	0,33	0	0	0	0,33	0	0
Total		100	100	100	100	100	100	100	100

Avaliação do Potencial da Formação Cunga (Bacia do Kwanza) como Reservatório Não-convencional

Continuação...

Grupo das palinofácies	Subgrupos	Amostras								
		MCSB9B	MCSB10B	MCSB11B	MCSB12B	MCSB13B	MCSB14B	MCSB15B	MCSB16B	MCSB17B
Fitoclastos	Opaco	0	2	0,67	2,33	1	0,33	1	1	8,33
	Não-opaco	0,33	5,33	3,33	4,33	2	1,67	1,67	2	3,33
	Cutículas	0	0	0	0	0	0	0,33	1,33	1
	Membranas	0	0,33	1	1,33	1	0	0,67	0,33	2,33
Esporomorfos	Esporos	0	0,33	0	0,33	0	0	0	0	0,33
	Grãos de pólen	0	0,33	0,67	1,33	1	0,33	0,67	0,67	2
Outros terrígenos	Restos de fungos	1	1,33	2,67	1	0,33	1	0,67	1	1,33
Plâncton marinho	Quistos dinoflagelados	0	0,33	0	0	0	0,67	1,67	0	3,33
	Prasinófitas	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Acritarcas	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Plâncton de água doce	<i>Pediastrum</i>	0	0	0	0	0	0	0,33	0	0
	<i>Botryococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0,33
	Outras algas	0	1,33	0,33	0,33	1	1	1	0,67	0
Zoomorfos "fragmento-animal "	Forro de foraminíferos	0,67	0,33	0,33	0,33	0	0	3,33	1,33	2,67
	Escolecodontes	0	0	0	0	0	0	0	0,33	0
	Radiolário	0	0	0	0	0	0	0	0,33	0
Zooclastos "partículas orgânicas de origem animal"		0	0,33	0	0,67	0,33	0,67	2,67	1	2,67
	MOA (Matéria Orgânica Amorfa)	98	88	91	88	93,33	94,33	86	90	72
	Resinas	0	0	0	0	0	0	0	0	0,33
	Total	100	100	100	100	1000	100	100	100	100

Avaliação do Potencial da Formação Cunga (Bacia do Kwanza) como Reservatório Não-convencional

Continuação...

Grupo das palinofácies	Subgrupos	Amostras								
		MCSB18B	MCSB19B	MCSB20B	MCSB21B	MCSB22B	MCSB23B	MCSB24B	MCSB25B	MCSB26B
Fitoclastos	Opaco	8,67	14	2	1,33	2,33	2,67	5,67	2,33	2,67
	Não-opaco	9,33	5,33	0,33	0	0,67	0	2,67	0	1
	Cutículas	0,67	0	0	0	0	0	0,33	0	0,33
	Membranas	2	0,67	0	0	1	1	0,67	0	0,33
Esporomorfos	Esporos	0	0,33	0	0	0	0	0	0	0
	Grãos de pólen	0,67	1,33	0	0	1	0,33	0,67	0	0
Outros terrígenos	Restos de fungos	2,67	3	1,67	0	0,67	0,67	0,67	0	1,33
Plâncton marinho	Quistos dinoflagelados	3,67	2,33	0,67	0	0,67	1,33	8,33	1	6,67
	Prasinófitas	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Acritarcas	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Plâncton de água doce	<i>Pediastrum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Botryococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Outras algas	0	0,67	0	0	0	0,33	0,67	0	0
Zoomorfos "fragmento-animal "	Forro de foraminíferos	2	2	0,33	0	0,33	0	1	0,67	0,67
	Escolecodontes	0,33	0	0	0	0	0	0	0	0
	Radiolário	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Zooclastos "partículas orgânicas de origem animal"		2	3	1	0	1	0,67	1	0,67	0,67
	MOA (Matéria Orgânica Amorfa)	67	67,33	93,67	98,67	92,33	93	78,33	94,33	86,33
	Resinas	0	0	0,33	0	0	0	0	0	0
	Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Avaliação do Potencial da Formação Cunga (Bacia do Kwanza) como Reservatório Não-convencional

Continuação...

Grupo das palinofácies	Subgrupos	Amostras							
		MCSB27B	MCSB28B	MCSB29B	MCSB30B	MCSB31B	MCSB32B	MCSB33B	MCSB34B
Fitoclastos	Opaco	100	99,33	4,67	92	98,33	99,33	98,33	96
	Não-opaco	0	0	1,33	0	0	0	0	0
	Cutículas	0	0	0	0	0	0	0	0
	Membranas	0	0	3	0,33	0	0	0	0
Esporomorfos	Esporos	0	0	0	0	0	0	0	0
	Grãos de pólen	0	0	0,67	0	0	0	0	0
Outros terrígenos	Restos de fungos	0	0	0,33	0	0	0	0	1
Plâncton marinho	Quistos dinoflagelados	0	0	6	1	1	0	0	0
	Prasinófitas	0	0	0	0	0	0	0	0
	Acrítarcas	0	0	0	0	0	0	0	0
Plâncton de água doce	<i>Pediastrum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Botryococcus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0
	Outras algas	0	0	0,33	0	0	0	0	0
Zoomorfos "fragmento-animal "	Forro de foraminíferos	0	0	0	0	0	0	0	0
	Escolecodontes	0	0	0	0	0	0	0	0
	Radiolário	0	0	0	0	0	0	0	0
Zooclastos "partículas orgânicas de origem animal"		0	0	0,67	0	0	0	0	0
MOA (Matéria Orgânica Amorfa)		0	0,67	83	6,67	0,67	0,67	1,67	3
Resinas		0	0	0	0	0	0	0	0
Total		100	100	100	100	100	100	100	100

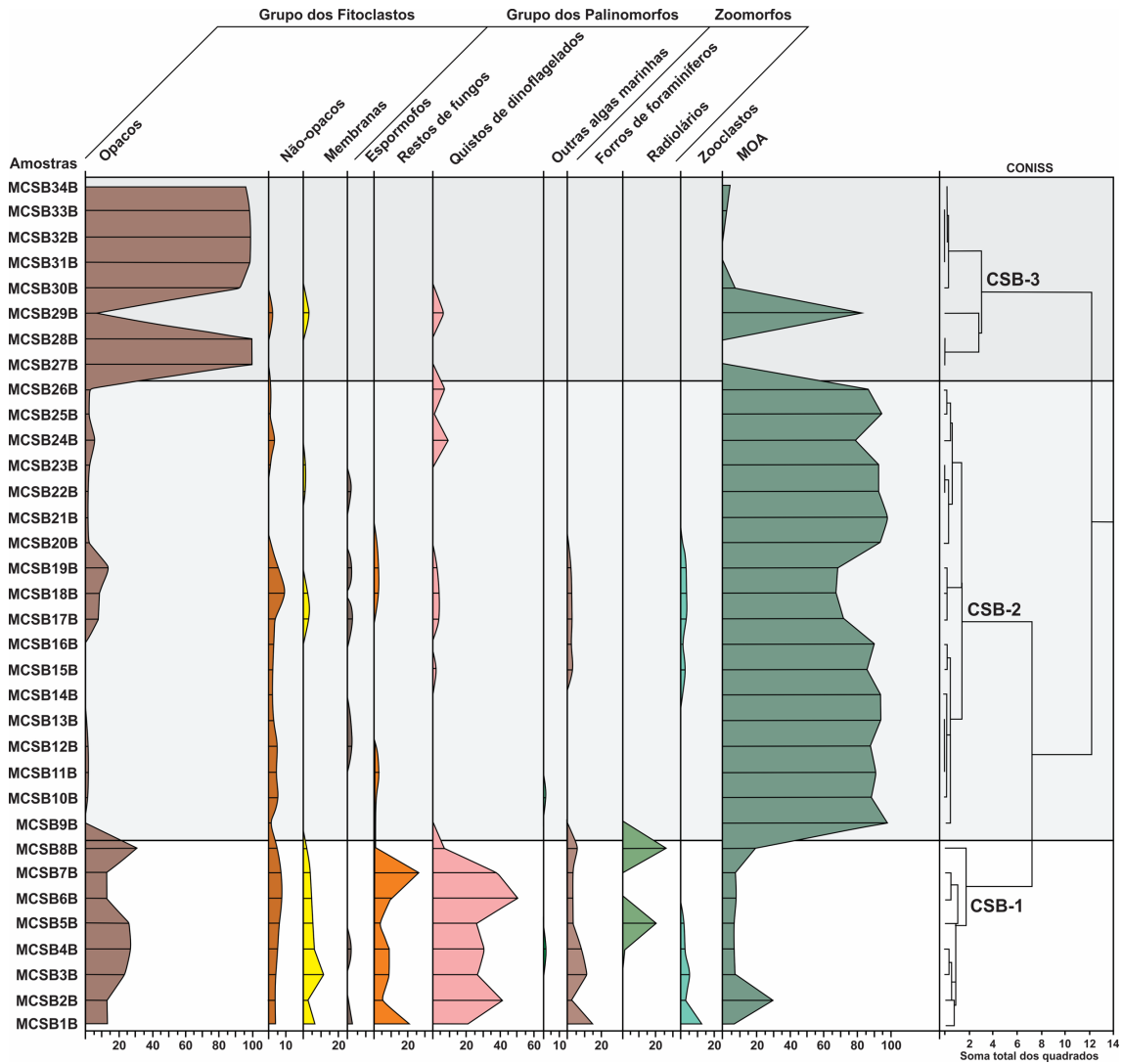


Figura 30. Percentagem das palinofácies identificadas nas amostras analisadas da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

Ainda na associação das palinofácies CSB-1, o subgrupo dos zoomorfos com uma frequência relativa média de 13 % contém forros de foraminíferos marinhos, apresentando um pico máximo na amostra MCSB1B, cerca de 15 %, e fragmentos radiolários (Figura 31d) que atingem um pico máximo de 26 % no topo deste intervalo, representado pela amostra MCSB8B (Figura 30). As partículas de origem animal foram condensadas no subgrupo dos zooclastos, cuja maior frequência relativa mais elevada (12 %) foi identificada na amostra MCSB1B. O grupo dos zooclastos diminui, de uma forma geral, da base para o topo da sequência analisada.

Tabela 15. Percentagem relativa dos grupos das palinofácies presentes nas amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

Palinofácies	Amostra	Grupo		
		Fitoclastos (%)	Palinomorfos (%)	MOA (%)
CSB-3	MCSC34B	96,00	1,00	3,00
	MCSB33B	98,33	0,00	1,67
	MCSB32B	99,33	0,00	0,67
	MCSB31B	98,33	1,00	0,67
	MCSB30B	92,33	1,00	6,67
	MCSB29B	9,00	8,00	83,00
	MCSB28B	99,33	0,00	0,67
	MCSB27B	100	0,00	0,00
	Média (%)	87	1	12
CSB-2	MCSB26B	4,33	9,33	86,33
	MCSB25B	2,33	3,33	94,33
	MCSB24B	9,33	12,33	78,33
	MCSB23B	3,66	3,33	93,00
	MCSB22B	4,00	3,66	92,33
	MCSB21B	1,33	0,00	98,67
	MCSB20B	2,33	3,66	94,00
	MCSB19B	20,00	12,66	67,33
	MCSB18B	20,66	12,33	67,00
	MCSB17B	15,00	12,66	72,33
	MCSB16B	4,66	5,33	90,00
	MCSB15B	3,66	10,33	86,00
	MCSB14B	2,00	3,66	94,33
	MCSB13B	4,00	2,66	93,33
	MCSB12B	8,00	4,00	88,00
	MCSB11B	5,00	4,00	91,00
	MCSB10B	7,66	4,33	88,00
MCSB9B	0,33	1,66	98,00	
	Média (%)	7	6	87
CSB-1	MCSB8B	38,33	42,00	19,67
	MCSB7B	24,00	69,00	7,00
	MCSB6B	24,66	66,33	9,00
	MCSB5B	37,33	56,66	6,00
	MCSB4B	38,66	54,66	6,67
	MCSB3B	38,66	54,00	7,33
	MCSB2B	19,00	51,33	29,67
	MCSB1B	24,33	70,33	5,33
	Média (%)	31	58	11

MOA: Matéria Orgânica Amorfa.

O diagrama ternário da associação das palinofácies CSB-1 mostra que as características orgânicas desta associação se posicionam no campo V, correspondendo a fácies de plataforma óxica dominada por lama (“plataforma distal”) (Figura 32). A associação CSB-1, tal como anteriormente mencionado, é caracterizada pela abundância de fitoclastos opacos e microplâncton marinho, especificamente quistos de dinoflagelados com várias contribuições neríticas externas a oceânicas. Estes resultados sugerem que as amostras desta associação de palinofácies foram depositadas num ambiente marinho,

enquanto que a presença de fitoclastos opacos sugere a oxidação de fitoclastos translúcidos, a qual ocorreu provavelmente durante o transporte. Assim sendo, a associação de palinofácies CSB-1 sugere uma deposição em ambiente nerítico externo para oceânico. A presença comum de forros de foraminíferos reflete condições marinhas rasas a profundas, corroborando o ambiente de deposição sugerido anteriormente (Schrank, 1984; Stancliffe, 1989).

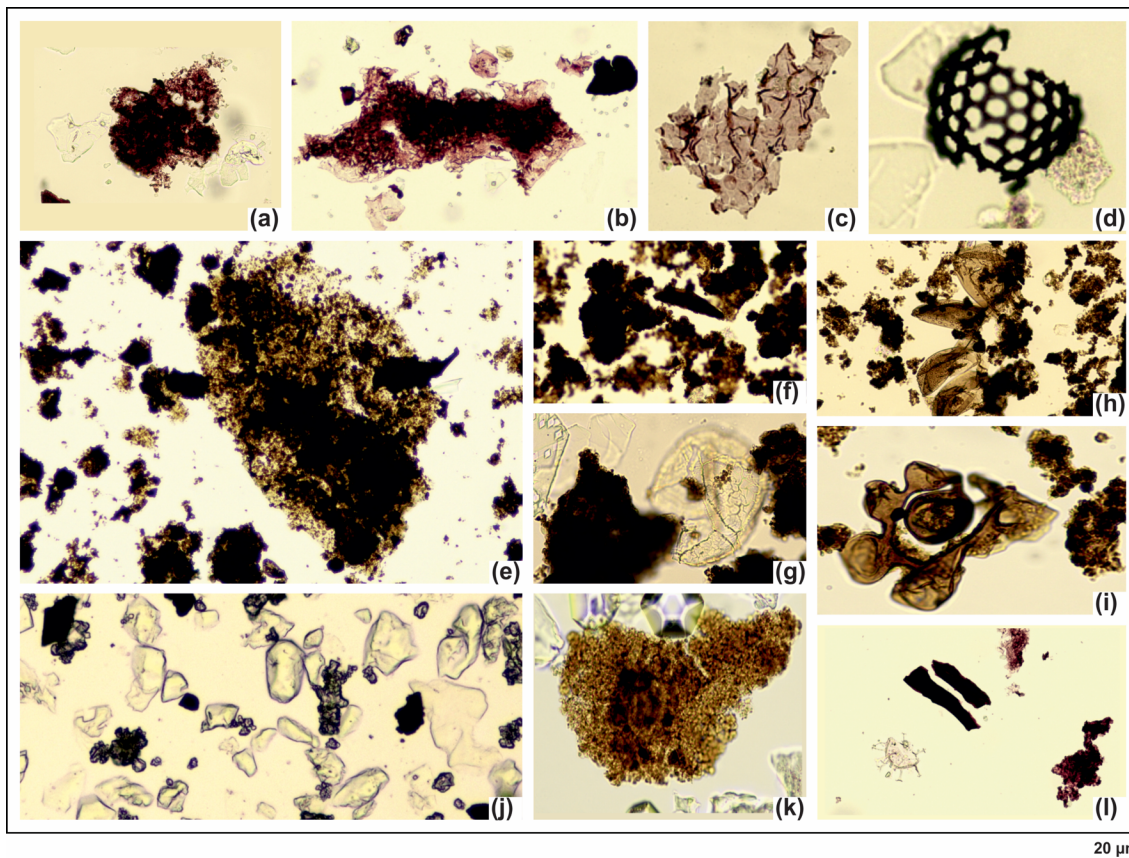


Figura 31. Fotomicrografias representativas do cerogéneo presente na associação das palinofácies da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola, em luz branca transmitida: **(a)** MOA, amostra MCSB1B; **(b)** MOA, amostra MCSB4B; **(c)** partícula de fitoclastos tipo membrana, amostra MCSB3B; **(d)** radiolário piritizado, amostra MCSB6B; **(e)** MOA, amostra MCSB15B; **(f)** MOA envolvendo fitoclastos degradados, amostra MCSB21B; **(g)** plâncton marinho/ quisto de dinoflagelado circundado por MOA, amostra MCSB24B; **(h)** grupo palinomorfo, subgrupo zoomorfo, amostra MCSB14B; **(i)** grupo palinomorfo, subgrupo zoomorfo, amostra MCSB10B; **(j)** fitoclastos opacos, amostra MCSB27B; **(k)** MOA, amostra MCSB30B, e **(l)** fitoclastos opacos e grupo de palinomorfos, nomeadamente plâncton marinho/ quisto de dinoflagelado, amostra MCSB29B.

Na associação de palinofácies CSB-2, representada pelas amostras MCSB9B a MCSB26B, o grupo dos palinomorfos apresenta uma frequência relativa média de 6 %, os quais são fortemente diluídos pela presença da MOA, cuja abundância relativa atinge

em média os 87 % (Tabela 15). O grupo dos fitoclastos apresenta uma frequência muito baixa, em média de 7 %. Neste grupo, o subgrupo opaco foi o mais representativo com cerca de 50 %, apesar do subgrupo não-opaco apresentar valores ligeiramente superiores nas amostras MCSB10B (5,33 %), MCSB12B (4,33 %), MCSB16B (2 %) e MCSB18B (9,33 %) (Figura 30; Tabela 14). A MOA de fitoplâncton apresenta-se como partículas densas, sem forma definida, exibindo, por vezes, contornos irregulares e tonalidades escuras e castanhas escuras (Figuras 31e – 31g), em luz branca transmitida. Por outro lado, o grupo do microplâncton marinho apresenta uma abundância relativa muito baixa de aproximadamente 2 % em média. Os indicadores marinhos são representados por dinoflagelados, embora muito raros com cerca de 1,7 %, os quais apresentam uma má preservação (Figura 31h).

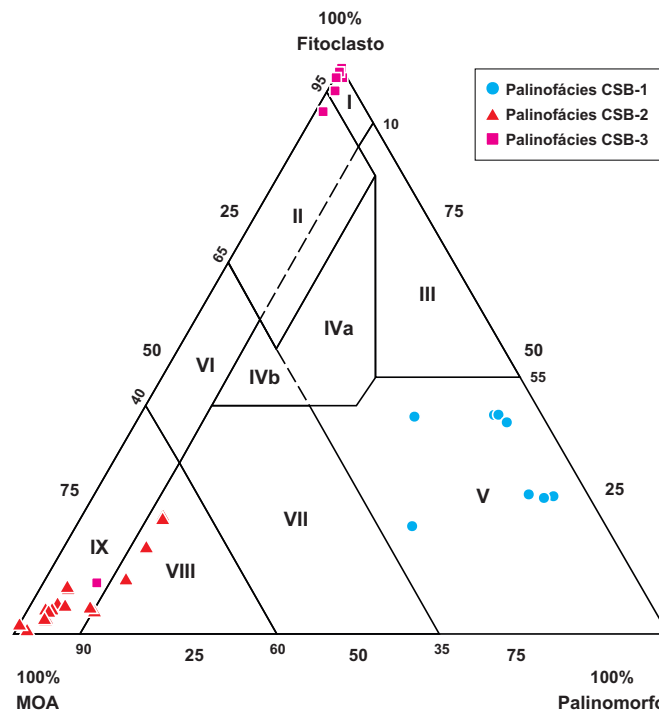


Figura 32. Diagrama ternário Fitoclasto-MOA-Palinomorfo, baseado na frequência numérica relativa dos constituintes, utilizado na definição de palínofácies em seções marinhas com os respetivos campos de paleoambientes correspondentes à deposição da matéria orgânica, modificado de Tyson (1993, 1995).

I – Bacia ou plataforma fortemente proximal; II – Bacia marginal disóxica-anóxica; III – Plataforma óxica heterolítica (“plataforma proximal”); IV – Transição plataforma-bacia; V – Plataforma óxica dominada por lama (“plataforma distal”); VI – Plataforma proximal subóxica-anóxica; VII – Plataforma distal disóxica-anóxica; VIII – Plataforma distal disóxica-óxica; IX – Bacia distal subóxica-anóxica/ Plataforma carbonatada/Marinho restrito.

Ainda na associação das palínofácies CSB-2, o subgrupo dos zoomorfos perfazem em média 1 % e são observados, em geral, em todas as amostras da associação, com exceção

das amostras MCSB13B, MCSB14B, MCSB21B e MCSB23B, sendo estas 4 amostras representadas por fitoclastos alongados ou corroídos, representando em média 1,35 % da matéria orgânica das amostras. Estes componentes apresentam cor castanha clara a escura, em luz branca transmitida e bordos regulares a irregulares (Figuras 31h e 31i). A frequência relativa dos grupos dos fitoclastos e microplâncton marinho não mudou de forma significativa ao longo do intervalo. Outros indicadores terrestres registados ao longo deste intervalo são raros e incluem esporomorfos em média de 1 % e outros detritos terrígenos, como restos de fungos com frequências relativas média de 1 % (Figura 30; Tabela 14). Os traços de pirite identificados de forma dispersa na MOA, associadas a fácies carbonatadas, indiciam ambientes de deposição com condições redutoras, distais com pouca circulação de água, e taxas de sedimentação baixas (Tyson, 1995). Adicionalmente, a migração dos pontos em direção aos fitoclastos e esporomorfos verificada na figura 32, pode estar relacionada com uma maior circulação de água doce e consequente maior aporte de componentes terrestres. As condições de águas salobras são suportadas pelas associações de componentes marinhos e não marinhos, indicando um paleoambiente transicional.

Na associação das palinofácies CSB-3, as frequências relativas do grupo dos palinomorfos são as mais baixas de todos os grupos de palinofácies, apresentando um valor médio de aproximadamente 1 %, seguido da MOA com uma frequência relativa média de 12 %. Por outro lado, as palinofácies nas amostras MCSB27B a MCSB34B são dominadas pelo grupo dos fitoclastos, apresentando valores médios de 87 % (Tabela 15). Este grupo é amplamente dominado pelos fitoclastos opacos, geralmente pouco preservados, de pequenas dimensões, equidimensionais e corroídos (Tyson, 1993), atingindo os 100 % nas amostras MCSB27B e MCSB28B, podendo apresentar cor castanha, nas zonas mais densas das partículas e adquirir cor negra em luz branca transmitida (Figura 31j). A exceção ocorre na amostra MCSB29B, na qual o grupo MOA se torna dominante com cerca de 83 %. Adicionalmente, a MOA adquire cor castanha a castanha-alaranjada, em luz branca transmitida (Figura 31k). Ainda nesta amostra (MCSB29B), o grupo dos palinomorfos atinge os 7 %, com particular interesse na abundância relativa dos quistos de dinoflagelados marinhos, os quais chegam a atingir os 6 % (Figura 30). Os dinoflagelados apresentam paredes simples e surgem translúcidos em luz branca transmitida (Figura 31l). No entanto, a frequência relativa elevada dos

fitoclastos opacos, pouco preservados na associação de palinofácies CSB-3, é considerada como o resultado da alteração terrestre pré-deposicional, sugerindo flutuações sazonais na coluna de água, ocorridas em ambiente de oxidação elevada.

Ao contrário da interpretação efetuada com base no diagrama ternário da figura 32, a qual indicia uma deposição preferencialmente numa bacia ou plataforma altamente proximal, seguida de condições de bacia marginal disóxica-anóxica e bacia distal subóxica-anóxica, é provável que a deposição tenha ocorrido predominantemente em ambiente proximal, em condições significativamente oxidantes.

Avaliação do Potencial Petrolífero e Caracterização da Matéria Orgânica

Avaliar o potencial petrolífero de uma determinada rocha sedimentar consiste numa das primeiras etapas no processo de caracterização de uma potencial rocha-mãe. A determinação do potencial petrolífero é, geralmente, efetuada pela determinação da quantidade da matéria orgânica de uma rocha sedimentar. O valor de *COT* tem sido o parâmetro comumente utilizado para determinar, de forma indireta, a quantidade da matéria orgânica de uma rocha sedimentar, o qual reflete de uma forma generalizada as condições de produção e preservação no ambiente de deposição (Tabela 16).

Os valores do *COT* da sequência estudada variam, de uma forma geral, entre 0,51 % e 7,52 %, exceto no caso das amostras MCSB27B a MCSB34B, as quais foram recolhidas no topo da sequência em análise, e cujos valores de *COT* são significativamente inferiores a 0,5 % (*COT* varia entre 0,14 % e 0,22 %) (Figura 33a; Tabela 16). Segundo a classificação de Espitalié et al. (1977), ver tabela 6, o potencial petrolífero de uma rocha-mãe pode ser estabelecido com base nos valores de *COT*. Neste sentido, as amostras estudadas apresentam um potencial petrolífero de pobre a excelente. Analisando os valores de *COT* de toda a sequência é possível verificar uma tendência geral, a qual permite agrupar as amostras analisadas em três intervalos distintos, nomeadamente intervalo 1, definido pelas amostras MCSB1B a MCSB8B, intervalo 2, representado pelas amostras MCSB1 a MCSB26B e intervalo 3, o qual é representado pelas amostras MCSB27B a MCSB34B (Figura 33a; Tabela 16).

Tabela 16. Dados obtidos das análises do Carbono Orgânico Total, Enxofre Total, pirólise *Rock-Eval* das amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

Amostra	COT (%)	St (%)	pirólise <i>Rock-Eval</i>							
			S1 (mg HC/g rocha)	S2 (mg HC/g rocha)	S3 (mg CO ₂ /g rocha)	IH (mg HC/g COT)	IO (mg CO ₂ /g COT)	Tmax (°C)	IP	
Intervalo 3	MCSB34B	0,14	0,02	-	-	-	-	-	-	-
	MCSB33B	0,15	0,02	-	-	-	-	-	-	-
	MCSB32B	0,14	0,02	-	-	-	-	-	-	-
	MCSB31B	0,21	0,02	-	-	-	-	-	-	-
	MCSB30B	0,22	0,02	-	-	-	-	-	-	-
	MCSB29B	0,20	0,02	-	-	-	-	-	-	-
	MCSB28B	0,21	0,02	-	-	-	-	-	-	-
	MCSB27B	0,16	0,02	-	-	-	-	-	-	-
Intervalo 2	MCSB26B	1,35	0,40	0,10	2,96	4,05	219	300	427	0,03
	MCSB25B	7,52	0,61	0,40	31,09	4,75	413	63	424	0,01
	MCSB24B	2,18	0,21	0,11	5,56	4,23	255	194	429	0,02
	MCSB23B	4,77	0,69	0,26	17,62	3,88	369	81	428	0,01
	MCSB22B	5,88	0,31	0,35	18,68	3,74	318	64	429	0,02
	MCSB21B	5,05	0,28	0,20	15,01	3,48	297	69	429	0,01
	MCSB20B	3,30	0,31	0,24	10,76	2,85	326	86	422	0,02
	MCSB19B	1,10	0,28	0,03	0,80	1,18	73	107	428	0,04
	MCSB18B	2,19	0,21	0,14	6,61	4,42	302	202	428	0,02
	MCSB17B	0,93	0,12	0,07	1,73	2,62	186	282	430	0,04
	MCSB16B	2,90	0,43	0,18	10,24	3,97	353	137	429	0,02
	MCSB15B	5,05	0,82	0,49	18,08	3,17	358	63	424	0,03
	MCSB14B	1,53	0,32	0,11	3,49	2,08	228	136	428	0,03
	MCSB13B	2,67	0,47	0,34	7,87	2,44	295	91	426	0,04
	MCSB12B	5,81	0,48	0,47	25,08	2,34	432	40	426	0,02
	MCSB11B	6,81	0,78	0,32	16,93	2,05	249	30	421	0,02
	MCSB10B	4,61	0,47	0,36	17,19	2,50	373	54	427	0,02
	MCSB9B	2,96	0,51	0,31	10,62	2,41	359	81	429	0,03
	MCSB15	3,13	0,43	0,15	9,83	2,21	314	71	424	0,02
	MCSB14	5,59	0,62	0,57	20,70	3,01	370	54	422	0,03
	MCSB13	2,66	0,60	0,41	6,55	2,66	246	100	426	0,06
	MCSB12	3,78	0,70	0,47	13,25	3,63	351	96	425	0,03
	MCSB11	4,78	0,76	0,52	17,88	2,61	374	55	426	0,03
	MCSB10	4,44	1,42	0,47	13,62	3,81	307	86	424	0,03
MCSB9	1,42	0,42	0,30	4,18	2,15	294	151	430	0,07	
MCSB8	1,38	0,36	0,30	2,85	3,27	207	237	427	0,09	
MCSB7	2,36	0,49	0,50	7,51	2,29	318	97	426	0,06	
MCSB6	0,88	0,35	0,20	1,31	1,70	149	193	422	0,13	
MCSB5	1,36	0,78	0,23	2,13	2,36	157	174	424	0,10	
MCSB4	4,30	0,42	0,34	16,20	3,06	377	71	426	0,02	
MCSB3	2,27	0,49	0,17	6,27	3,11	276	137	428	0,03	
MCSB2	4,67	0,45	0,25	16,02	2,99	343	64	431	0,02	
MCSB1	4,67	0,58	0,48	14,44	4,21	309	90	429	0,03	
Intervalo 1	MCSB8B	0,82	0,13	0,10	1,20	1,79	146	218	427	0,08
	MCSB7B	0,33	0,09	-	-	-	-	-	-	-
	MCSB6B	0,53	0,11	0,10	0,68	2,41	128	455	420	0,13
	MCSB5B	0,66	0,37	0,10	1,23	2,21	186	335	426	0,08
	MCSB4B	0,53	0,72	0,10	0,55	2,46	104	464	417	0,15
	MCSB3B	0,51	1,00	0,12	0,60	2,30	118	451	417	0,17
	MCSB2B	0,60	0,25	0,12	0,82	1,85	137	308	421	0,13
	MCSB1B	0,57	0,42	0,11	0,74	1,45	130	254	420	0,13

COT: carbono orgânico total (%); St: enxofre total (%); S1: hidrocarbonetos livres contidos na rocha (mg HC/g rocha); S2: potencial gerador de hidrocarbonetos (mg HC/g rocha); S3: conteúdo de dióxido de carbono (mg CO₂/g rocha); Tmax.: temperatura máxima de pirólise (°C); IH: índice de hidrogénio (mg HC/g COT); IO: índice de oxigénio (mg CO₂/g COT); IP: índice de produção; (-): não foi realizada a análise por conta dos valores de COT apresentarem valores inferiores a 0,5 %.

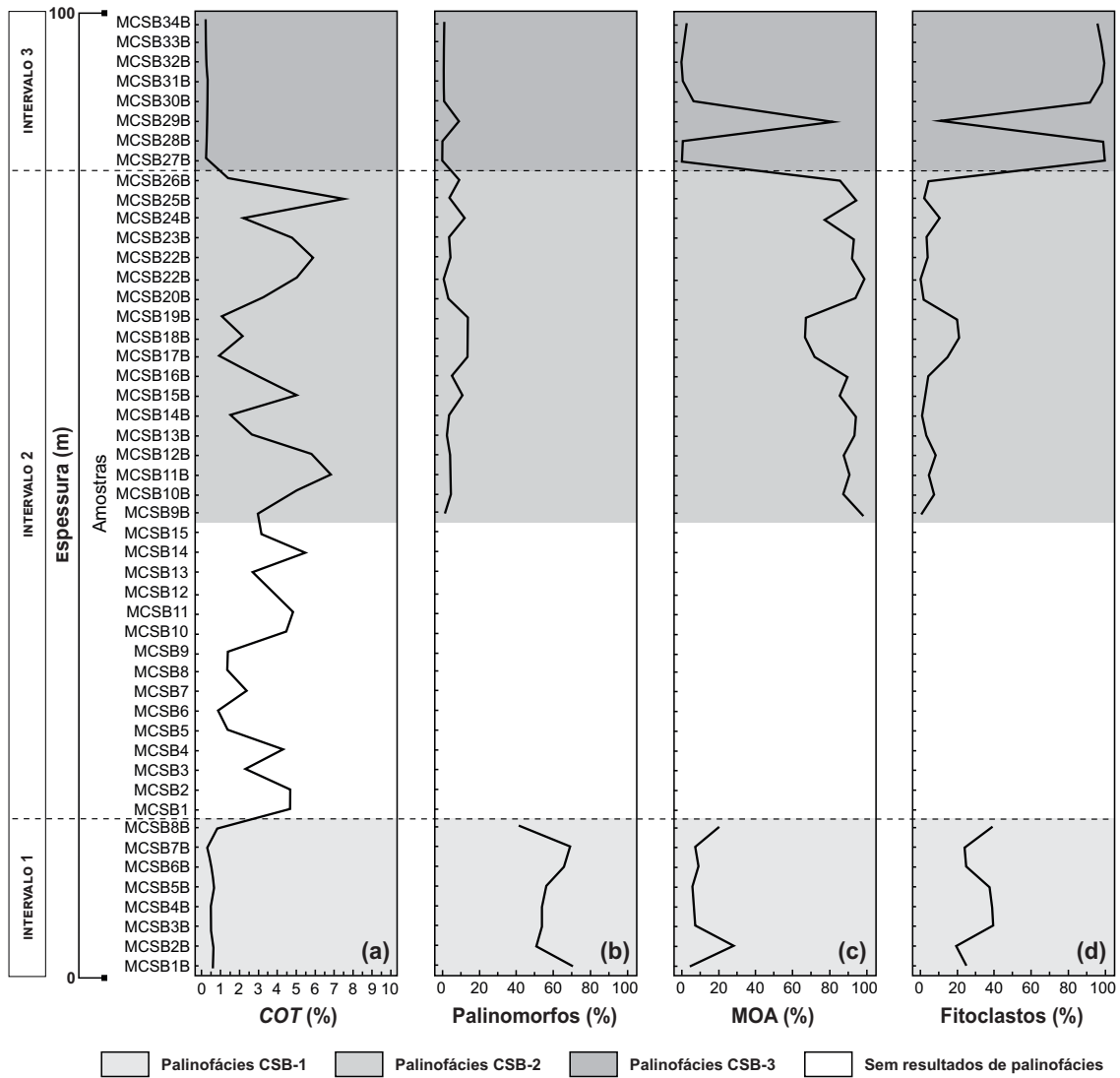


Figura 33. Diagrama binário da distribuição das amostras da sequência estudada pertencente a Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola representando a percentagem relativa para: (a) o *COT*; (b) os palinomorfos; (c) a MOA (Matéria Orgânica Amorfa), e (d) os fitoclastos.

A análise combinada dos valores de *COT* (Figura 33a) e as palinofácies permite concluir que os três intervalos de *COT* definidos coincidem com as três associações de palinofácies previamente estabelecidas (Figuras 33b, 33c e 33d). Assim sendo, esta análise combinada sugere claramente uma forte correlação entre as condições dos ambientes de deposição e o aporte e preservação da matéria orgânica. Posto isto, a correlação entre os valores de *COT* do intervalo 1 representados por um potencial petrolífero pobre a razoável e a associação das palinofácies CSB-1, a qual é caracterizada predominantemente pelo grupo dos palinomorfos, seguido do grupo dos fitoclastos opacos, ambos bem preservados, sugere um ambiente relativamente proximal em condições redutoras, o que pode ser corroborado pelo conteúdo em pirite elevado,

submetido a fortes taxas de sedimentação, conduzindo a uma maior dispersão da matéria orgânica. Adicionalmente, a percentagem elevada do grupo dos fitoclastos opacos sugerem, ainda, que a matéria orgânica foi submetida a fortes períodos de oxidação antes de depositar. Os valores de *COT* do intervalo 2 representados por um potencial petrolífero razoável a excelente em conjunto com as palinofácies da associação CSB-2, as quais são predominantemente representadas pelo grupo da MOA, sugerem um ambiente calmo com taxas de sedimentação muito baixas e uma coluna de água espessa, o que permitiu o desenvolvimento de condições disóxicas, onde a matéria orgânica esteve sujeita a longos períodos de retenção na coluna de água, promovendo, por sua vez, a sua biodegradação. A análise combinada dos valores de *COT* do intervalo 3 representados por um potencial petrolífero pobre e a associação de palinofácies CSB-3, representada maioritariamente por fitoclastos opacos, sugere um ambiente muito proximal, com uma coluna de água pouco espessa, em que a matéria orgânica foi sujeita a fortes períodos de oxidação.

A variação do teor *St* segue uma tendência semelhante à do *COT* (Figura 34a), sendo que as amostras com os valores mais elevados de *St* (Figura 34b) tendem a apresentar valores elevados de *COT*. Segundo Berner (1984), o *St* incorporado nos sedimentos é devido à ação de bactérias redutoras de sulfato presentes na coluna de água livre de O₂. Assim, os valores elevados de *St* são indicativos de deposição em ambientes empobrecidos em O₂ ou anóxicos, propícios à preservação da matéria orgânica, uma vez que a atividade bacteriana diminui (Zembrano et al., 2017). Desta forma, os ambientes de plataforma são suscetíveis a variações nas condições redox, devido a oscilações da coluna de água, o que, em combinação com a taxa de sedimentação controla o grau de preservação ou degradação da matéria orgânica.

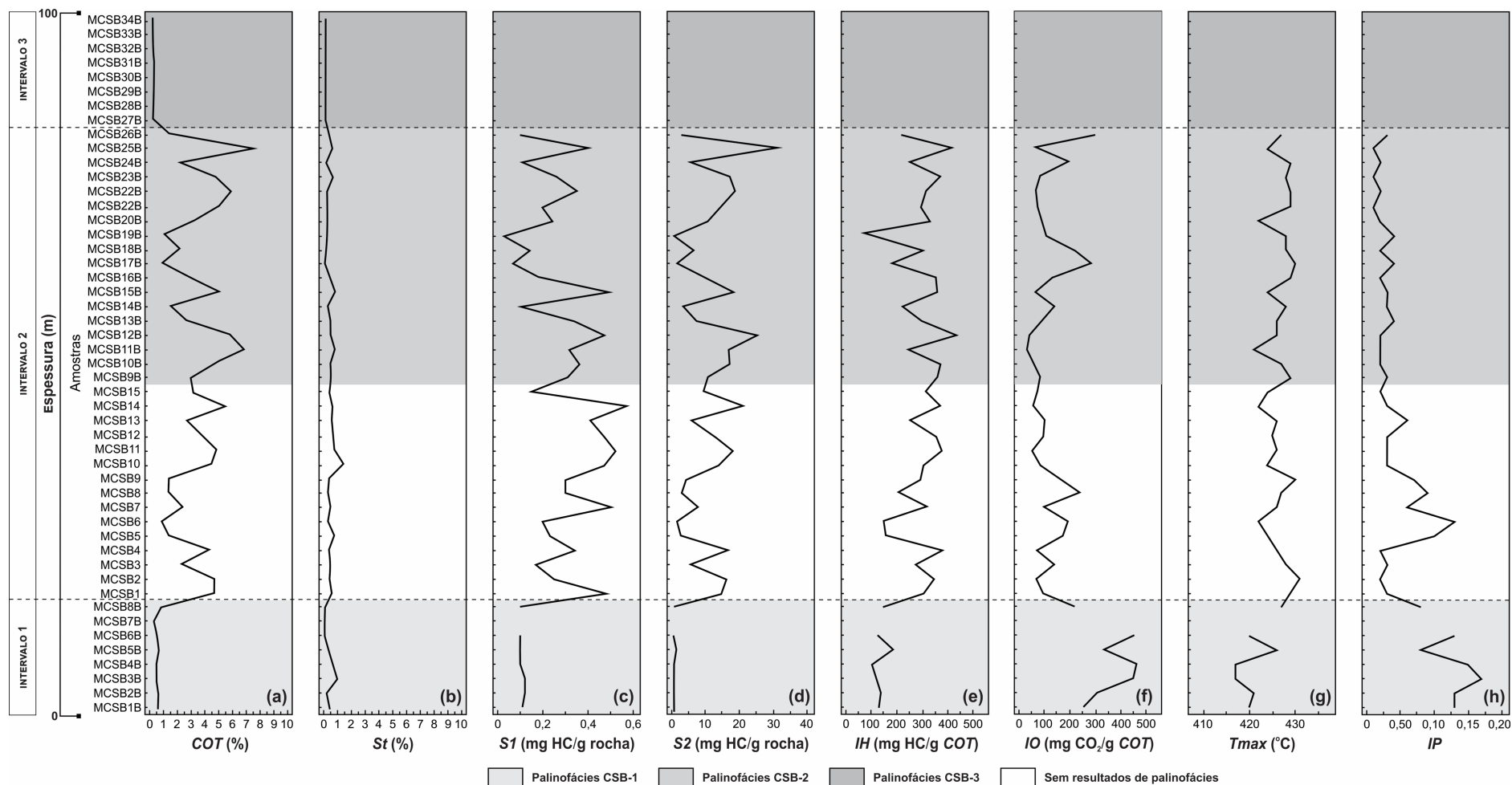


Figura 34. Diagrama binário da distribuição das amostras da sequência estudada pertencente a Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola para: (a) o COT; (b) o St; (c) o S1; (d) o S2; (e) o IH; (f) o IO; (g) Tmax, e (h) IP.

Tal como referido anteriormente, no subcapítulo 5.3.2, o potencial petrolífero estabelecido utilizando os valores de $S1$ (Figura 34c) e $S2$ (Figura 34d) foi determinado de acordo com a classificação proposta por Espitalié et al. (1977), conforme a tabela 8. O parâmetro $S1$ representa os hidrocarbonetos livres na rocha que já foram gerados e que se encontram armazenados na rocha-mãe; enquanto que o $S2$ representa os hidrocarbonetos gerados pelo fracionamento térmico primário, sendo uma indicação da quantidade de hidrocarbonetos que a rocha tem como potencial para gerar. Adicionalmente, será importante referir que os valores de $S1$ e $S2$ só foram determinados nas amostras que apresentaram valores de COT iguais ou superiores a 0,5 %.

Neste sentido, e de uma maneira geral, o $S1$ nas amostras da sequência estudada apresentou valores inferiores a 0,5 mg HC/g rocha (Figura 34c), permitindo classificar estas amostras com um potencial petrolífero pobre, com exceção das amostras MCSB11 e MCSB14 que apresentaram valores de 0,52 mg HC/g rocha e 0,57 mg HC/g rocha, respetivamente. Assim, as amostras MCSB11 e MCSB14 apresentam um potencial petrolífero razoável. Esta variação do potencial petrolífero pode ser justificada pelo facto das amostras da sequência analisada não se encontrarem no estado maduro e como tal não geraram quantidades significativas de hidrocarbonetos, aspeto este que será discutido a seguir.

Os potenciais residuais de geração de hidrocarbonetos das amostras analisadas foram interpretados através do parâmetro $S2$, os quais variam de forma significativa ao longo da sequência estudada, entre valores mínimos de 0,55 mg HC/g rocha e valores máximos de 31,09 mg HC/g rocha (Tabela 16). No entanto, o gráfico da figura 34d permite subdividir os dados em dois intervalos distintos, o primeiro representado por valores de $S2$ que variam entre 0,55 mg HC/g rocha e 1,68 mg HC/g rocha e um segundo intervalo representado por valores que variam entre 0,80 mg HC/g rocha e 31,09 mg HC/g rocha. Assim sendo, o primeiro intervalo, representado pelas amostras MCSB1B a MCSB8B, é caracterizado por um potencial residual de geração de hidrocarbonetos pobre. Já o segundo intervalo, representado pelas amostras MCSB1 a MCSB26B, é caracterizado por um potencial residual de geração de hidrocarbonetos que varia, de uma maneira geral, entre razoável a excelente. Neste segundo intervalo são identificadas 4 amostras (MCSB5, MCSB6, MCSB17B e MCSB19B) que fogem à tendência geral do intervalo,

as quais apresentam um potencial residual de geração de hidrocarbonetos pobre.

Neste momento, tal como não poderia deixar de ser, é perceptível a importância da análise multiparamétrica, uma vez que os intervalos estabelecidos com base nos valores de *S2* correspondem aos intervalos definidos na análise das associações das palinofácies e dos intervalos de *COT*, nomeadamente o intervalo 1 dos valores de *S2* coincide com o intervalo da associação das palinofácies CSB-1 e com o intervalo 1 dos valores de *COT*, já o intervalo 2 dos valores de *S2* coincide com o intervalo da associação das palinofácies CSB-2 e com o intervalo 2 dos valores de *COT*.

Posto isto, o potencial residual de geração de hidrocarbonetos pobre identificado no intervalo 1 dos valores de *S2* pode ser justificado pela respetiva associação de palinofácies CSB-1, a qual apresenta uma proporção elevada de fitoclastos (Figura 33d), o grupo de palinofácies mais pobre em componente hidrogenada. Quanto ao potencial residual de geração de hidrocarbonetos razoável a excelente identificado no intervalo 2 dos valores de *S2* deve-se, provavelmente, à associação de palinofácies CSB-2, caracterizadas predominantemente pelo grupo da MOA (Figura 33c), em detrimento dos grupos dos fitoclastos e palinomorfos. Na realidade, estes dados sugerem que tendo em conta os valores bons e excelentes do *S2*, que indiciam que a matéria orgânica é rica em H_2 , provavelmente a frequência relativa da MOA deve ser representada maioritariamente pelo grupo dos palinomorfos, comparativamente mais ricos em H_2 em relação ao grupo dos fitoclastos.

Adicionalmente, tendo como referência a classificação proposta por Espitalié et al. (1977) fez-se a correlação entre os parâmetros *COT* e *S2* de modo a fazer uma análise mais fidedigna do potencial petrolífero das amostras analisadas. Assim sendo, o diagrama da figura 35 das amostras analisadas apresenta uma proporcionalidade positiva entre o *S2* e o *COT*, isto é, quanto maior é o valor de *COT* maior é o valor de *S2*. No entanto, a análise combinada dos parâmetros *COT* e *S2* permitiu, ainda, identificar um ligeiro desfasamento quanto à avaliação do potencial petrolífero, isto é, as amostras classificadas com um potencial petrolífero razoável, segundo os valores de *COT*, apresentam um potencial petrolífero pobre de acordo com os valores de *S2*, o mesmo ocorrendo com as

restantes amostras. Exceções são identificadas nas amostras MCSB14, MCSB12B e MCSB25B, as quais apresentam um excelente potencial petrolífero, quer segundo os valores de *COT* como os valores de *S2*.

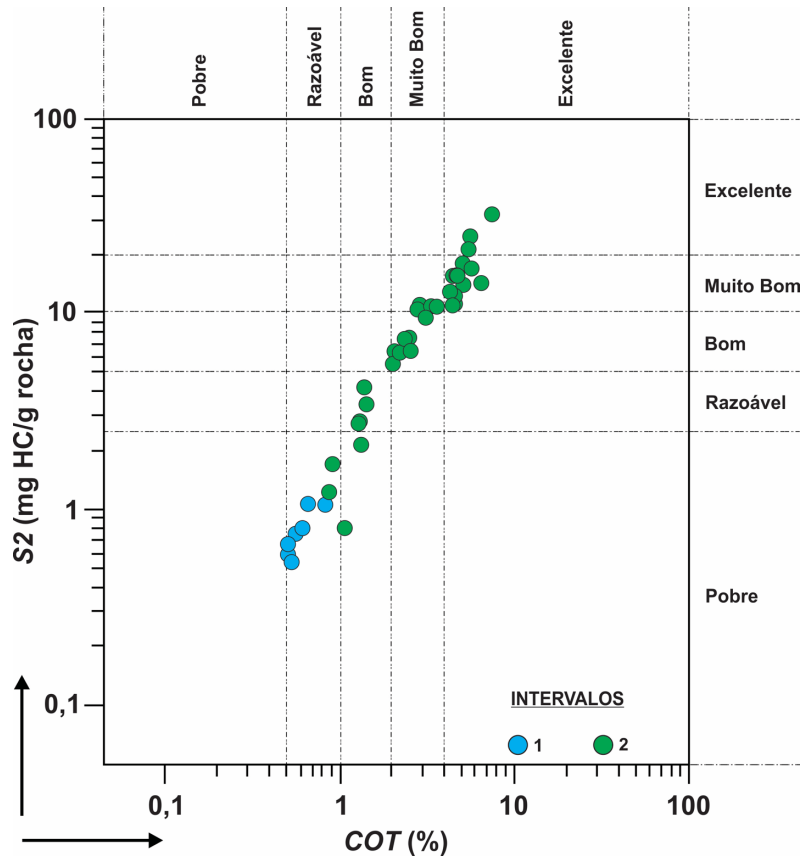


Figura 35. Diagrama de *COT* em relação ao *S2* para as amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

S2: potencial gerador de hidrocarbonetos; HC: hidrocarbonetos; *COT*: carbono orgânico total.

Em termos gerais, o potencial petrolífero das amostras analisadas diminui da avaliação efetuada com base nos valores de *COT* para a avaliação realizada com base nos valores de *S2*. Esta relação sugere que as amostras analisadas apresentam, de uma forma geral, matéria orgânica com uma proporção significativa de fitoclastos, o que implica que mesmo apresentando valores de *COT* razoáveis a bons não implica afirmar que terão capacidade para gerar quantidades economicamente viáveis de hidrocarbonetos.

Resumindo, a fraca relação em termos de potencial petrolífero dos parâmetros *COT* e *S2* significa que nem sempre o *COT* pode ser utilizado como parâmetro de base para definir o potencial petrolífero de uma determinada rocha-mãe. Porém, o *COT* é, comumente,

utilizado como critério base para definir uma potencial rocha-mãe, implicando que a rocha terá que apresentar um valor de *COT* igual ou superior a 0,5 %. Adicionalmente, para ser definida uma potencial rocha-mãe com capacidade para produzir hidrocarbonetos em quantidades economicamente viáveis, é importante definir a matéria orgânica em função da sua composição química elementar, dando maior ênfase à matéria orgânica rica em H₂, justificando-se a importância de se fazer a avaliação do potencial petrolífero também com base no parâmetro *S2*.

Com o objetivo de definir o tipo de cerogéneo e descobrir qual é o potencial da sequência analisada como rocha-mãe e, simultaneamente, como reservatório não-convencional, fez-se uma análise integrada dos dados, tendo em conta as análises das palinofácies e da pirólise *Rock-Eval*. A relação entre o *COT* e o *IH* que é, comumente, usada para determinar o tipo, a origem e o estado de preservação em que se encontra a matéria orgânica. Assim, observando a figura 36 verifica-se que, de uma forma geral, as amostras analisadas que apresentam valores de *COT* inferiores a 1 % são aquelas que apresentam valores de *IH* baixos, inferiores a 200 mg HC/g *COT*, neste caso representadas principalmente pelas amostras MCSB1B e MCSB8B pertencentes ao intervalo 1. Já as amostras que apresentam valores de *COT* superiores a 1 % apresentam, de uma forma geral, valores de *IH* elevados, superiores a 200 mg HC/g *COT*, e estão relacionadas ao intervalo 2. Neste caso, observa-se uma relação de proporcionalidade entre valores de *COT* e *IH*, o que sugere, tal como foi referido anteriormente, que as amostras que apresentam valores de *COT* baixos são na realidade maioritariamente formadas pelo grupo dos fitoclastos, enquanto que as amostras com valores de *COT* mais elevados estão representadas pelas amostras, cuja matéria orgânica apresenta frequência relativas elevadas de MOA, sugerindo, uma vez mais, que esta MOA deve estar maioritariamente associada a palinomorfos degradados.

Em função dos resultados das análises das palinofácies, as amostras MCSB1B a MCSB8B do intervalo 1 são caracterizadas essencialmente por quistos de dinoflagelados e fitoclastos opacos, o que permite sugerir que este intervalo é caracterizado predominantemente por cerogéneo do tipo II/III. O intervalo 2, representado pelas amostras MCSB1 a MCSB26B, são caracterizadas maioritariamente por MOA provavelmente proveniente de palinomorfos degradados, permitindo sugerir que este

ocorrência do cerogéneo do tipo III em proporções menores (Figura 37).

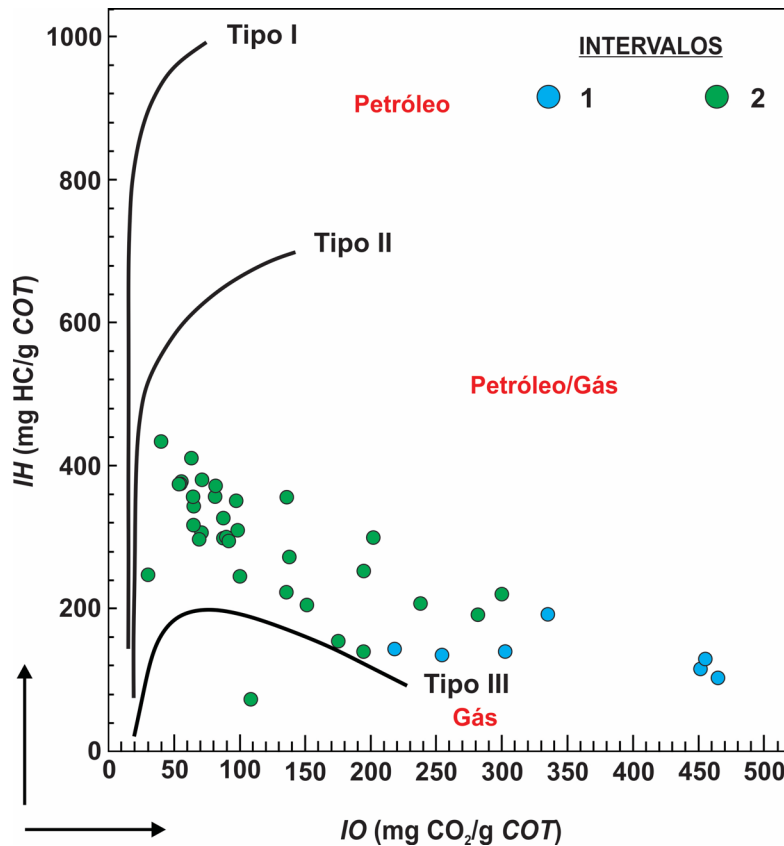


Figura 37. Diagrama do tipo van Krevelen modificado para as amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

IH: índice de hidrogênio; *IO*: índice de oxigênio; *HC*: hidrocarbonetos; *COT*: carbono orgânico total.

As amostras da sequência analisada têm valores de T_{max} no intervalo dos 417 °C a 431 °C (Figura 34g), claramente posicionadas na fase da diagénese, o que permitiu classificar o estado de maturação da matéria orgânica das amostras como imaturo, em relação à janela do petróleo (Espitalié et al., 1977; Peters & Cassa, 1994). Os valores de T_{max} podem ser influenciados pelo tipo de cerogéneo (Hunt, 1995) e matriz mineral (Katz, 1983), portanto as janelas de maturação definidas são apenas aproximadas. Um gráfico do IH e T_{max} da pirólise *Rock-Eval* pode ser usado para auxiliar no processo de avaliação da maturação térmica e do tipo de matéria orgânica (Mukhopadhyay et al., 1995; Zdravkov et al., 2015). De acordo com este conceito, as amostras do intervalo 1 caíam na zona imatura de cerogéneo do tipo III e em menor proporção no cerogéneo do tipo II/III, enquanto que as amostras do intervalo 2 são projetadas predominantemente na faixa do cerogéneo do tipo II e II/III, e em menor proporção na do cerogéneo do tipo III (Figura 38).

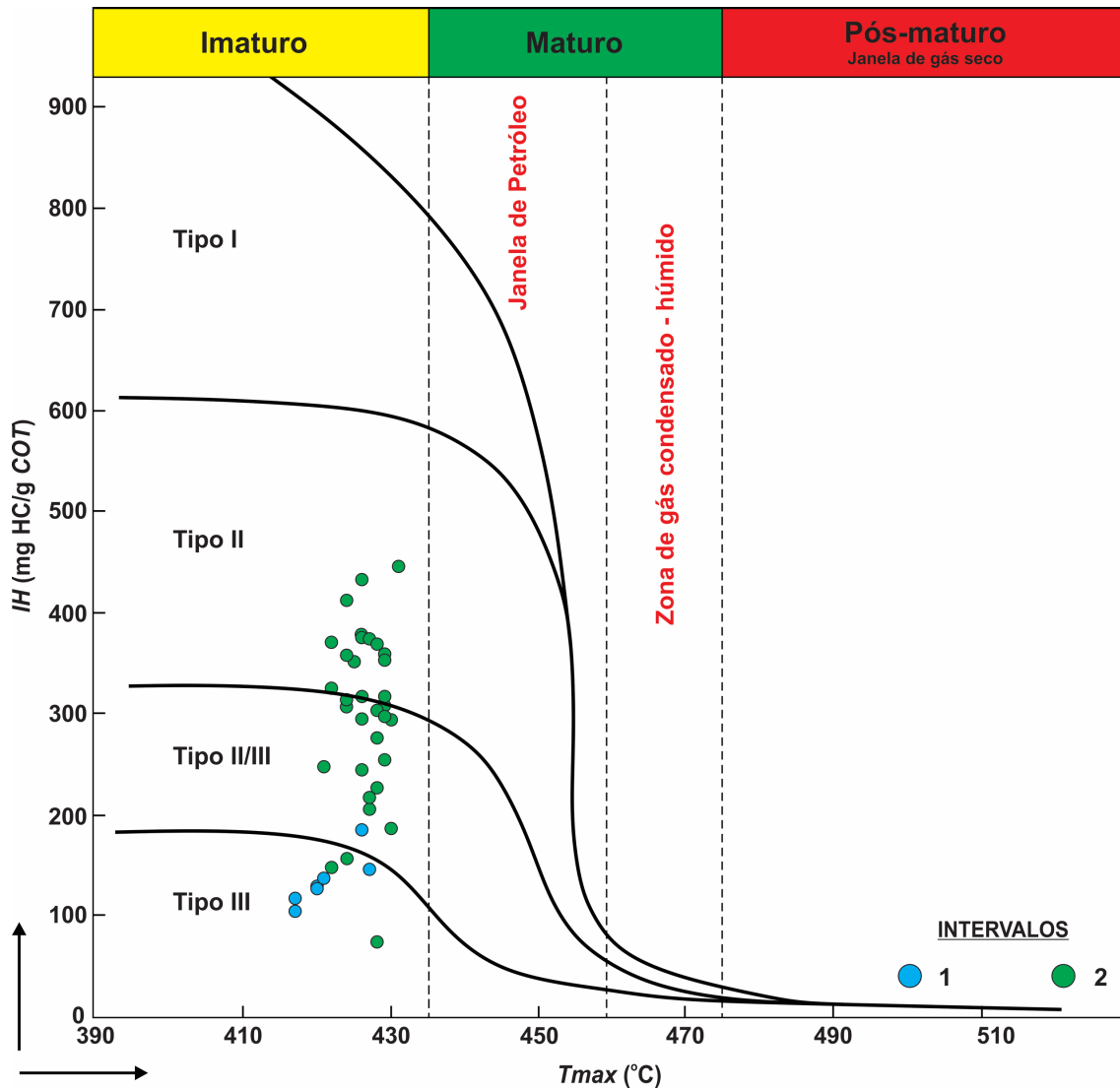


Figura 38. Diagrama de IH em relação ao T_{max} para as amostras da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola, mostrando a qualidade do cerogéneo e os estágios de maturação térmica.

IH : índice de hidrogénio; T_{max} : temperatura máxima; COT : carbono orgânico total.

Os valores do IP são, de uma forma geral, inferiores a 0,1 (Figura 34h), indicando grau imaturo (Tissot & Welte, 1984; Peters & Cassa, 1994) para as amostras da sequência analisada, com exceção das amostras MCSB5, MCSB6, MCSB1B, MCSB2B, MCSB3B, MCSB4B e MCSB6B, que apresentaram valores de IP maiores que 0,1, podendo sugerir posicionamento na janela do petróleo, mas os valores de T_{max} são inferiores a 435 °C, sugerindo que estas amostras estão imaturas (Figura 34g). Esta incompatibilidade entre a avaliação efetuada utilizando os valores de IP e T_{max} pode ser atribuída ao facto destas amostras estarem impregnadas em petróleo, o que alterou o valor do IP , colocando-as no pico da janela de geração de petróleo.

Interpretação das Isotérmicas de Sorção

As análises das isotérmicas de sorção de gás foram realizadas pelo método volumétrico de Langmuir, a uma temperatura constante de 35 °C, utilizando CO₂ puro (99,99 %). As isotérmicas de sorção foram efetuadas em 5 amostras, nomeadamente MCSB1B e MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B, as quais foram selecionadas em função dos resultados das palinofácies. A figura 39 apresenta as 5 curvas das isotérmicas de sorção obtidas das amostras estudadas, que são expressas pelas equações de Langmuir apresentadas na tabela 17.

Tabela 17. Equações de Langmuir das amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

Amostras	Equação de Langmuir
MCSB1B	$V = \left(\frac{P \times 20,70 \text{ scf/ton}}{P + 7,42 \text{ psi}} \right)$
MCSB8B	$V = \left(\frac{P \times 63,87 \text{ scf/ton}}{P + 346,96 \text{ psi}} \right)$
MCSB11B	$V = \left(\frac{P \times 56,74 \text{ scf/ton}}{P + 167 \text{ psi}} \right)$
MCSB17B	$V = \left(\frac{P \times 62,63 \text{ scf/ton}}{P + 375,95 \text{ psi}} \right)$
MCSB25B	$V = \left(\frac{P \times 81,52 \text{ scf/ton}}{P + 169,25 \text{ psi}} \right)$

V = volume de gás (scf/ton); P = pressão de equilíbrio (psi)

As amostras MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B apresentam, claramente, curvas que mudam de retilinearidade para uma ligeira concavidade, pois mostra uma diminuição positiva na capacidade de armazenamento de CO₂ com o aumento de pressão, *i.e.*, a capacidade de armazenamento de CO₂ aumenta à medida que a pressão aumenta, mas não de forma linear, até que seja atingido o equilíbrio dinâmico entre o gás injetado e a capacidade de sorção de CO₂ da matéria orgânica. As 5 amostras apresentam, claramente, diferentes capacidades de armazenamento de CO₂ (Figura 39), o que se encontra diretamente relacionado com as características das palinofácies de cada uma das amostras, aspeto que será discutido de seguida. A relação entre as constantes V_L e P_L (Figura 40) apresentam, de uma forma geral, uma proporcionalidade direta, *i.e.*, os valores de V_L são mais elevados quando os valores de P_L atingem valores mais elevados, com

exceção da amostra MCSB25B que apresenta o valor de V_L mais elevado (81,52 scf/ton) embora o valor de P_L seja mediano (169,25 psi) tendo em consideração os valores de P_L das amostras analisadas.

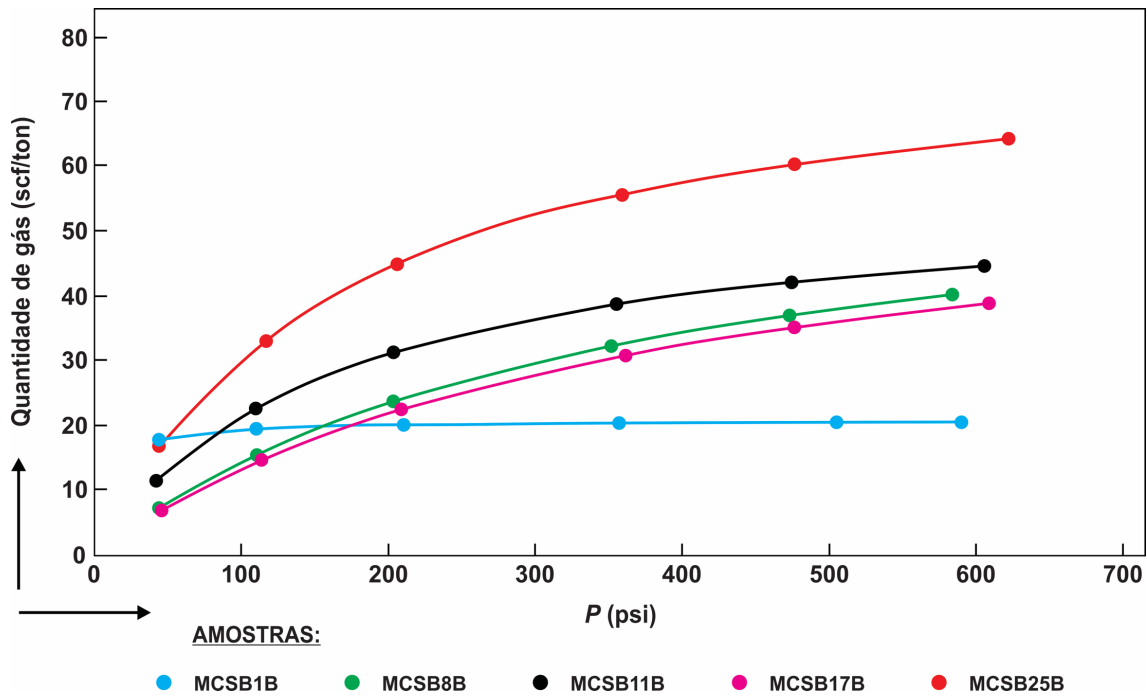


Figura 39. Isotérmicas de sorção das amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

P : pressão de equilíbrio (psi).

Assim sendo, tal como anteriormente referido, as diferentes capacidades de sorção das amostras analisadas podem ser atribuídas às diferentes frequências relativas dos grupos de macerais (Tabela 18), os quais foram determinados a partir das palinofácies (Tabela 14). Segundo vários autores (Rodrigues, 2002; Cárdenas, 2015; Almeida, 2019), a maior capacidade de sorção de CO_2 é identificada em amostras cujo cerogéneo é constituído, maioritariamente, por macerais do grupo da vitrinite. Esta maior capacidade de sorção dos macerais do grupo da vitrinite decorre da sua rede microporosa, cujos microporos são caracterizados por dimensões inferiores a 2 nm, induzindo uma maior área de superfície interna dos poros que os outros dois grupos de macerais, e como a adsorção ocorre ao nível das paredes dos poros apresenta maior capacidade de adsorção, *i.e.*, maior capacidade de armazenamento. No entanto, torna-se pertinente referir que os macerais do grupo da inertinite são caracterizados por meso-macroporos, apresentando uma área de superfície menor que os microporos dos macerais do grupo da vitrinite, assim sendo,

embora tenham capacidade para armazenar CO₂ é menor que a dos macerais do grupo da vitrinite. Por último, os macerais do grupo da liptinite são, comumente, considerados como ausentes de porosidade e como tal não apresentam capacidade para armazenar CO₂.

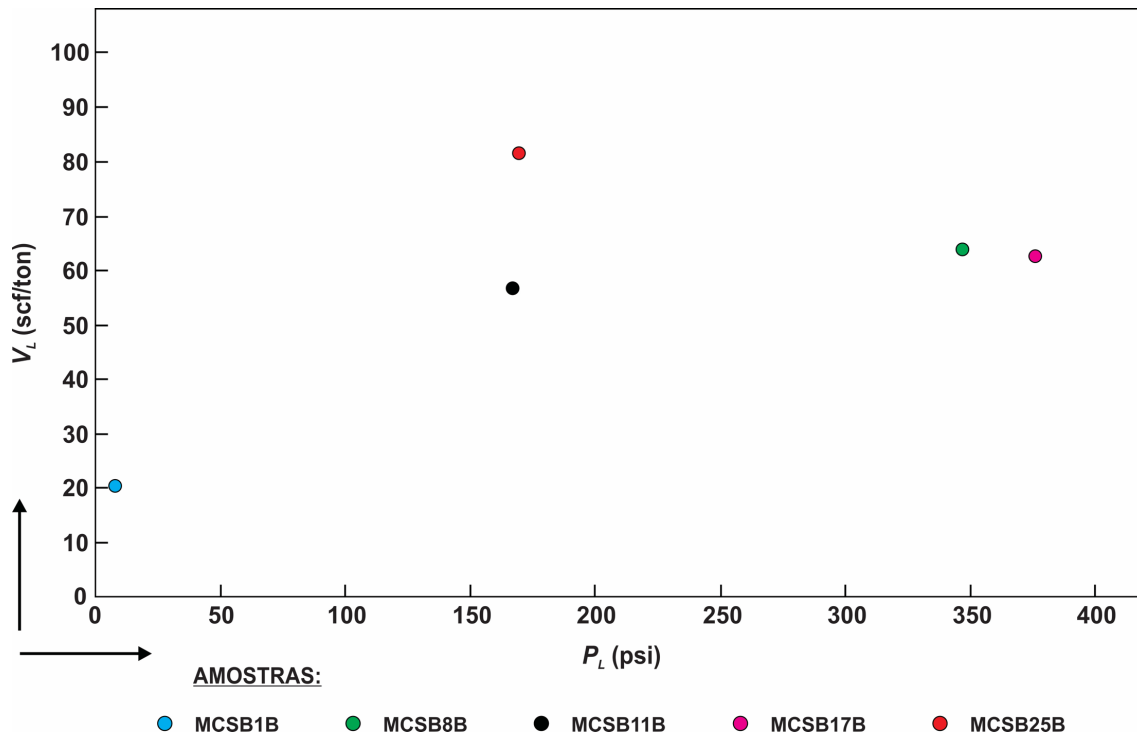


Figura 40. Relação entre a pressão e o volume de Langmuir nas amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola. V_L : volume de Langmuir (scf/ton); P_L : pressão de Langmuir (psi).

As capacidades de armazenamento das amostras selecionadas para serem submetidas às análises das isotérmicas de sorção variam consideravelmente da amostra MCSB1B à amostra MCSB25B. A amostra MCSB1B apresenta a menor capacidade de armazenamento, variando de 17,71 scf/ton a 20,44 scf/ton, entre as pressões aproximadamente de 50 psi a 600 psi, respetivamente. A capacidade de armazenamento muito baixa da amostra MCSB1B é justificada pelo tipo de cerogéneo, visto que é caracterizado por uma frequência relativa de macerais do grupo da vitrinite muito baixa (12 %), sendo dominada pelos macerías dos grupos da liptinite e inertinite com 39 % e 49 %, respetivamente (Tabela 18). As amostras MCSB8B e MCSB17B apresentam praticamente a mesma capacidade de armazenamento de CO₂, sendo significativamente superior à capacidade de armazenamento apresentada pela amostra MCSB1B. As capacidades de armazenamento variam, de uma forma geral, de 7 scf/ton a 40 scf/ton, de

acordo com o incremento da pressão de aproximadamente 50 psi até 600 psi. A capacidade de armazenamento da amostra MCSB17B verifica-se, provavelmente, devido à frequência relativa elevada em macerais do grupo da vitrinite (81 %), sendo os grupos da inertinite e da liptinite representados por 10 % e 9 %, respetivamente (Tabela 18). A capacidade de armazenamento da amostra MCSB8B é, tal como já foi mencionado, idêntica à da amostra MCSB17B, porque, embora o conteúdo em macerais do grupo da vitrinite seja significativamente inferior (37 %) na amostra MCSB8B, a capacidade de armazenamento é compensada devido ao conteúdo extremamente elevado de maceriais do grupo da inertinite com cerca de 50 % (Tabela 18). A capacidade de armazenamento da amostra MCSB11B é a segunda melhor do grupo de amostras analisadas, atingindo uma capacidade máxima de armazenamento de CO₂ de 44,49 scf/ton à pressão de 606,46 psi. Esta capacidade de armazenamento de CO₂ deve-se provavelmente ao conteúdo extremamente elevado dos macerais do grupo da vitrinite com aproximadamente 95 % (Tabela 18). Por fim, a amostra com maior capacidade de armazenamento de CO₂ é a MCSB25B, atingindo valores de 64,11 scf/ton à pressão de 622,99 psi. Tal como na amostra MCSB11B, a amostra MCSB25B apresenta um conteúdo em macerais do grupo da vitrinite muito elevado com cerca de 96 % e muito baixo dos macerais dos grupos da liptinite e inertinite, de 1 % e 3 %, respetivamente (Tabela 18).

Tabela 18. Frequência relativa dos grupos de macerais das amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

Amostras	Grupo de macerais (%)		
	Vitrinite	Liptinite	Inertinite
MCSB1B	12	39	49
MCSB8B	37	13	50
MCSB11B	95	2	3
MCSB17B	81	9	10
MCSB25B	96	1	3

Os resultados permitem ainda verificar a relativa dependência existente entre os valores de *COT* e a capacidade de armazenamento apresentada pelas diferentes amostras. A figura 41 mostra claramente que as amostras com os valores de *COT* mais elevados, MCSB25B (*COT* = 7,52 %) e MCSB11B (*COT* = 6,81 %), apresentam as maiores capacidades de armazenamento de CO₂. Assim sendo, as amostras representadas por valores de *COT* baixos, *i.e.*, inferiores a 1 %, apresentam as capacidades de armazenamto de CO₂ mais baixas. No entanto, a análise da figura 41 permite, ainda, compreender que

a maior capacidade de armazenamento não se encontra vinculada exclusivamente ao conteúdo em *COT*, mas também e especialmente ao tipo de cerogéneo presente nas amostras. Na realidade, amostras com o mesmo conteúdo em *COT*, mas caracterizadas por diferentes tipos de cerogéneo, apresentam diferentes capacidades de armazenamento, aumentando na seguinte ordem: Tipo III > Tipo II > Tipo I, facto atribuído, tal como já foi referido, à capacidade de sorção mais elevada dos maceriais do grupo da vitrinite em comparação com outros grupos de maceriais (Rodrigues, 2002; Chalmers & Bustin, 2008; Zou et al., 2018; Han et al., 2020; Klewiah et al., 2020).

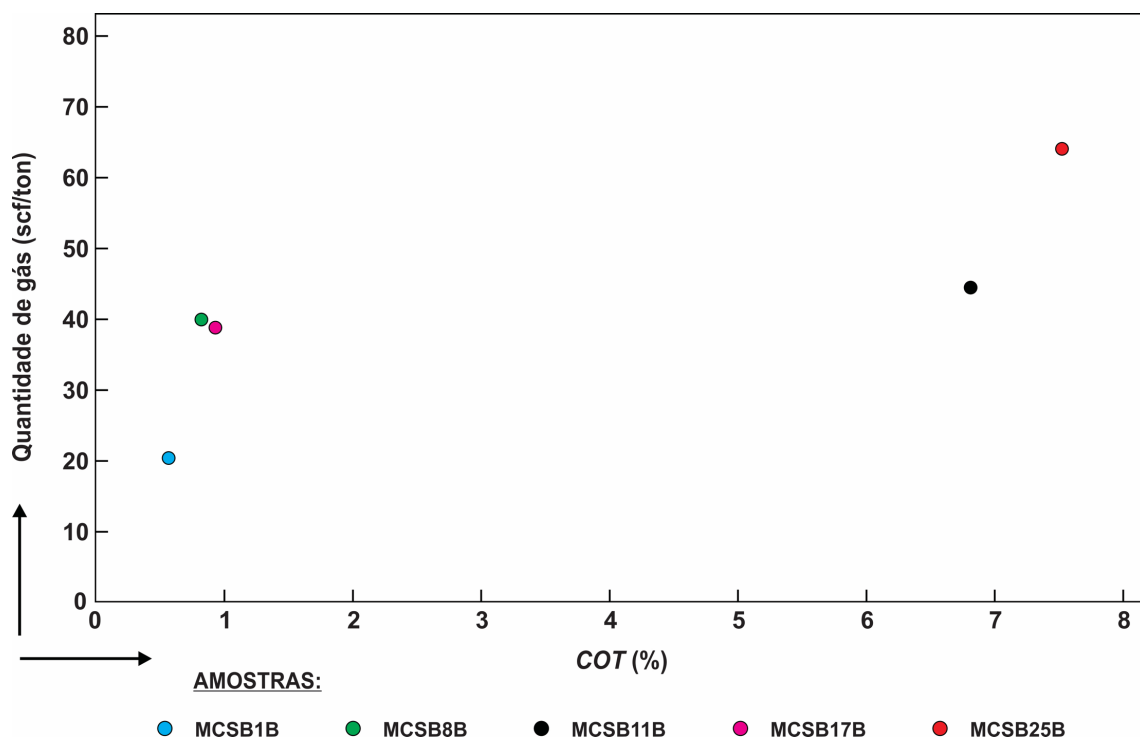


Figura 41. Relação entre o *COT* e a capacidade de armazenamento de CO₂ nas amostras MCSB1B, MCSB8B, MCSB11B, MCSB17B e MCSB25B da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás, Angola.

COT: carbono orgânico total (%).

7. CONCLUSÕES

O presente trabalho foi realizado com o objetivo de avaliar o potencial da Formação Cunga da Bacia do Kwanza, na região de Cabo de São Brás em Angola como reservatório não-convencional e suas implicações no processo de armazenamento de CO₂. Deste modo, através de uma sequência sedimentar com direção NE-SW foi possível efectuar a caracterização detalhada de uma sequência com cerca de 100 m de espessura, onde foram recolhidas 49 amostras.

As análises de deteção remota, petrologia e geoquímica orgânica, bem como a DRX realizadas em amostras recolhidas ao longo da sequência analisada conduziram a diversas conclusões sobre a composição mineralógica, os aspetos paleoambientais, a avaliação do potencial petrolífero, a caracterização da matéria orgânica e a capacidade de armazenamento de CO₂ das amostras da sequência estudada.

Na análise seletiva do ACP, as bandas 6, 8 e 9 foram escolhidas para destacar o conteúdo de calcite; as bandas 5, 6 e 7 foram escolhidas para identificar os minerais moscovite e ilite; as bandas 6, 7 e 9 foram utilizadas para destacar o teor de caulinite; e as bandas 10, 12, 13, 14 foram utilizadas para enfatizar a abundância de quartzo ou qualquer outro mineral contendo sílica na região de estudo. Em geral, a técnica de ACP foi eficiente no processo de identificação de minerais e apresentou resultados consistentes com a técnica de SAM. Os resultados das técnicas SAM e ACP foram validados com dados de campo e análises de DRX, o que permitiu confirmar que a região em estudo é caracterizada por depósitos clástico-carbonáticos da Formação Cunga e rochas siliciclásticas da Formação Quifangondo. As rochas ricas em matéria orgânica, apresentando *COT* maior que 0,5 %, induzem uma redução nos valores de reflectância levando ao mascaramento total ou parcial de algumas características espectrais dos minerais calcite, caulinite, moscovite, ilite e quartzo. Adicionalmente, as informações obtidas a partir das técnicas SAM e ACP constituem uma relevante base de dados geológica, que pode ser

utilizada para reavaliar o mapa geológico existente e para o reconhecimento de locais que necessitam a realização de estudos mais aprofundados na região do Cabo de São Brás em Angola.

Os resultados obtidos através da aplicação das palinofácies e das fácies orgânicas nos sedimentos da Formação Cunga do Eocénico superior, mostraram que este tipo de estudo constitui uma ferramenta eficiente e importante tanto na interpretação de paleoambientes como na determinação das condições de deposição da matéria orgânica sedimentar. A análise das palinofácies permitiu estabelecer três associações de palinofácies distintas para a sequência estudada. A associação das palinofácies CSB-1 é caracterizada por apresentar maior conteúdo em palinomorfos (58 %), seguido dos fitoclastos (31 %). A associação das palinofácies CSB-2 apresenta maior domínio de MOA (87 %) e baixa representatividade dos fitoclastos (7 %) e palinomorfos (6 %). A associação das palinofácies CSB-3 distingue-se das anteriores por apresentar domínio dos fitoclastos, mais especificamente dos fitoclastos opacos. A análise detalhada das palinofácies da sequência analisada de idade Priaboniana (Eocénico superior) da região de Cabo São Brás permitiu sugerir uma deposição geral em ambientes externos a oceânicos para as associações das palinofácies CSB-1 e CSB-2, já a associação das palinofácies CSB-3 apresenta claramente um aumento da matéria orgânica terrestre, sugerindo um ambiente nerítico interno distal para esta parte da sequência. A configuração deposicional das palinofácies CSB-1 e CSB-2 sugere, ainda, uma condição disóxico a anóxico, alterando-se para condições altamente oxidantes na Palinofácies CSB-3. Utilizando as ferramentas de análises palinofaciológicas e geoquímica orgânica, a avaliação do potencial petrolífero da sequência analisada resultou em dados que apontam para rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos, com teores de *COT* predominantemente acima de 0,5 %, incluindo intervalos com valores na ordem dos 7,52 %. Assim sendo, analisando os valores de *COT* de toda a sequência é possível verificar uma tendência geral, a qual permitiu agrupar as amostras analisadas em três intervalos distintos, nomeadamente intervalo 1, definido pelas amostras MCSB1B a MCSB8B, apresenta valores de *COT* que variam entre 0,33 % a 0,82 %, o que permitiu indicar intervalos pobres a razoáveis potenciais de geração de hidrocarbonetos. O intervalo 2, representado pelas amostras MCSB1 a MCSB26B apresenta valores de *COT* que variam de 0,88 % a 7,52 %, o que permitiu indicar intervalos razoáveis a excelentes potenciais de geração de hidrocarbonetos. Já o intervalo 3, o qual é representado pelas amostras MCSB27B a MCSB34B, apresenta valores de *COT* inferiores a 0,5 %, o que permitiu indicar um potencial

pobre em gerar hidrocarbonetos. A avaliação do potencial petrolífero foi igualmente complementada com os dados de pirólise *Rock-Eval* que mostraram valores de *S2* que variam no intervalo 1 de 0,55 mg HC/g rocha a 1,23 mg HC/g rocha o que permitiu indicar um pobre potencial petrolífero. O intervalo 2 apresenta valores de *S2* que variam de 0,80 mg HC/g rocha a 31,09 mg HC/g rocha o que permitiu indicar um pobre a excelente potencial petrolífero.

Os dados de *IH* mostraram em geral valores que variam de 73 mg HC/g *COT* a 432 mg HC/g *COT* e valores de *IO* que variam de 30 mg HC/g *COT* a 464 mg HC/g *COT*, o que permitiu, juntamente com os dados de palinofácies, sugerir a ocorrência predominante do cerogéneo tipo II/III, II e III. Os valores de *Tmax* são, em todas as amostras analisadas, inferiores a 431 °C, o que permitiu sugerir que as amostras são imaturas em relação à janela de geração de petróleo.

A frequência relativa dos macerais do grupo da vitrinite e o teor em *COT* influencia de forma direta a capacidade de armazenamento de CO₂ das amostras analisadas. Portanto, os resultados obtidos nas amostras da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás permitiram demonstrar que a capacidade de armazenamento de CO₂ aumenta com o aumento do conteúdo do grupo de vitrinite e o teor em *COT*.

Em resumo, os resultados obtidos a partir das análises da petrologia e geoquímica orgânicas das amostras permitiu concluir que a Formação Cunga, na Bacia do Kwanza na região de Cabo de São Brás, possui características de um possível reservatório de *shale gas*, que pode ser um recurso potencialmente extraível pela aplicação de técnicas de recuperação avançada de hidrocarbonetos com injeção de CO₂. Por outro lado, as rochas ricas em matéria orgânica, identificadas na área de estudo, apresentam características eficientes para o armazenamento de CO₂, em especial os níveis sedimentares que apresentem características orgânicas semelhantes às amostras MCSB25B e MSCB11B.

Por fim, os novos dados aqui apresentados, produzidos a partir das diferentes metodologias utilizadas, permitiram aperfeiçoar de forma significativa o conhecimento sobre os paleoambientes da Formação Cunga e definir os horizontes temporais de interesse económico para a exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Kwanza em Angola. Adicionalmente, como é comum em trabalhos de investigação, recomenda-se que nos próximos estudos sejam efetuadas

uma série de análises que poderão contribuir para um estudo mais aprofundado da Formação Cunga na região de Cabo de São Brás, nomeadamente:

- Realizar de forma integrada estudo mais detalhados, utilizando a espectrorradiometria de reflectância, parâmetros geoquímicos, sedimentológicos e de estratigrafia sequencial na região de estudo, para que se possa construir uma coluna estratigráfica visando o aperfeiçoamento sobre a distribuição geográfica e vertical das diferentes fácies desta formação, ao mesmo tempo que serviriam para estimar reservas recuperáveis de gás não-convencional (*shale gas*).
- Analisar os biomarcadores através da técnica de cromatografia e espectrometria de massa, para que se tenha uma visão mais realista sobre os precursores da matéria orgânica, quando esta é correlacionada com os dados de isótopos de carbono estáveis, assim como, das condições de deposição e maturação.
- Analisar o poder refletor da vitrinite e o índice de alteração térmica de modo a validar a informação sobre a maturação, correlacionando-os com os dados da pirólise *Rock-Eval*.

Em conclusão, este trabalho consiste num ponto de partida para colocar a Formação Cunga como uma potencial rocha-mãe da Bacia do Kwanza, assim como um potencial reservatório não-convencional na vertente de recuperação do gás gerado pelos *shales* orgânicos desta unidade litostratigráfica, como rocha de armazenamento de CO₂ para efeito de mitigação de emissões dos GEE em efeito local. Adicionalmente, pode-se concluir também que o trabalho desenvolvido nesta tese fornece informações importantíssimas na vertente petrologia e geoquímica orgânica, o que de certa forma irá otimizar os modelos para pesquisa e exploração de petróleo na porção *onshore* da bacia contribuindo assim para potencializar o crescimento do setor petrolífero angolano e mais especificamente no desenvolvimento socioeconómico da região de Cabo de São Brás.

REFERÊNCIAS

- Abdelnasser, A., Kumral, M., Zoheir, B., e Karaman, M. (2018). REE geochemical characteristics and satellite-based mapping of hydrothermal alteration in Atud gold deposit, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 145, 317-330. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2018.01.013
- Abrams, M. (2000). ASTER: Data products for the high spatial resolution imager on NASA's EOS-AM1 platform. *Int. J. Remote Sens.*, 21, 847-861.
- Abrams, M., Yamaguchi, Y. (2019). Twenty Years of ASTER Contributions to Lithologic Mapping and Mineral Exploration. *Remote Sensing*, 11 (11), 1394. DOI: 10.3390/rs11111394
- Abrams., M., Tsu, H., Hulley, G., Iwao, K., Pieri, D., Cudahy, T. & Kargel, J. (2015). The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) after Fifteen Years: Review of Global Data Product. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform*, 38, 292-301.
- Agarwal, N., Gupta, P. (2021). Carbon Capture and Sequestration: A comprehensive Review. *International Journal for Research in Applied Science & Engineering Technology*, 9, 578-594. DOI: 10.22214/ijraset.2021.37993.
- Ajayi, T., Gomes, J. S., Bera, A. (2019). A review of CO₂ storage in geological formations emphasizing modeling, monitoring and capacity estimation approaches. *Petroleum Science*, 16, 1028-1063. DOI: 10.1007/s12182-019-0340-8
- Alfi, M., Hosseini, S. A., Shakiba, M. (2015). *Effectiveness of 4D seismic data to monitor CO₂ plume in Cranfield CO₂-EOR project*. In: Carbon management technology conference. 7 p. DOI: 10.7122/439559-MS

- Almeida, J. R. L. (2019). Armazenamento de dióxido de carbono em camadas de carvão na Bacia do Paraná: Desenvolvimentos e Perspectivas Futuras no Brasil. Universidade Fernando Pessoa, Porto. (Tese de Doutoramento). <http://hdl.handle.net/10284/8356>
- Aminu, M., Nabavi, S., Rochelle, C., Manovic, V. (2017). A review of developments in carbon dioxide storage. *Applied Energy*, 208, 1389-1419. DOI: 10.1016/j.apenergy.2017.09.015
- Angus, S., Armstrong, B., Reuck, K.M. (1973). *International Thermodynamic Tables of the Fluid State Volume 3. Carbon Dioxide*. IUPAC Division of Physical Chemistry, Pergamon Press, London, p. 266–359.
- Araújo, A. G., Perevalov, O. V., Guimarães, F. R., Kondratiev, A. I., Tselikov, A. F., Khodirev, V. L., Joaquim, A. (1992). *Geologia de Angola: Notícia Explicativa da Carta Geológica à Escala 1:1.000.000*. Luanda: Serviço Geológico de Angola.
- Araújo, J. H., Silva, N. F., Acchar, W., Gomes, U. U. (2004). Thermal decomposition of illite. *Materials Research*, 7 (2), 359-361. DOI: 10.1590/S1516-14392004000200024
- Arndt, S., LaRowe, D. E. (2018). *Organic Matter Degradation and Preservation*. In: White, W. (Ed.), *Encyclopedia of Geochemistry*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer International Publishing, 1094-1098 p. DOI: 10.1007/978-3-319-39193-9_184-1.
- Bachu, S. (2007). Carbon dioxide storage capacity in uneconomic coal beds in Alberta, Canada: Methodology, potential and site identification. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 1 (3), 374-385. DOI: 10.1016/S1750-5836(07)00070-9
- Bachu, S. (2015). Review of CO₂ storage efficiency in deep saline aquifers. *Inter. J. of Greenhouse Gas Control*, 40, 188-202. DOI: 10.1016/j.ijggc.2015.01.007
- Beglinger, S. E., Doust, H., Cloetingh, S. (2012). Relating petroleum system and play development to basin evolution: West African South Atlantic basins. *Marine and Petroleum Geology*, 30, 1-25. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2011.08.008
- Berner, R. A. (1984). Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (4), 605-615. DOI: 10.1016/0016-7037(84)90089-9
- Bjorøy, M., Hall, P. B., Ferriday, I. L., Bharati, S. (1996). *Source rock evaluation of the Salt*

- basin province Offshore West Africa, II. Angola*. Paper presented at the 4th Conference of the Afro-Asian Association of Petroleum Geochemists, Arusha, Tanzania, June 2-6.
- Boyer, C. Kieschnick, J. Suarez-Rivera, R. Lewiis, R. E. Waters, G. (2006). Producing Gas from Its Source. *Oilfield Review*, 18 (3), 36-49.
- Boyer, C., Clark, B., Jochen, V., Lewiis, R. E., Miller, C. K. (2011). Shale Gas: A Global Resource. *Oilfield Review*, 23 (3), 28-39.
- Brice, S. E. Cochran, M. D. Pardo, G. Edwards, A. D. (1982). *Tectonics and sedimentation of the South Atlantic rift sequence, Cabinda, Angola*. In: Watkins, J. S., Drake, C. L. (Eds.), *Studies in Continental Margin Geology*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. 5-18.
- Brognon, G. P., Verrier, G. (1965). Tectonique et Sédimentation dans le Bassin du Cuanza (Angola). *Bol. Serv. Geol.*, 11, 5-90.
- Brognon, G. P., Verrier, G. R. (1966). Oil and Geology in Cuanza Basin of Angola. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 50 (1), 108-153.
- Bromhal, G. S. Neal, S. W., Jikich, S., Ertekin, T., Smith, D. H. (2005). Simulation of CO₂ sequestration in coal beds: the effects of sorption isotherms. *Chem. Geol.*, 217 (3-4), 201-11.
- Brownfield, M. E., Charpentier, R. R. (2016). Geology and Total Petroleum Systems of the West–Central Coastal Province (7203), West Africa. U.S. *Geological Survey Bulletin*, 2207-B, 1-52.
- Brun, J. P., Fort, X. (2004). Compressional salt tectonics (Angolan margin). *Tectonophysics*, 382, 129-150.
- Burwood, R. (1999). Angola: source rock control for Lower Congo Coastal and Kwanza Basin petroleum systems. *Geological Society, Special Publications*, 153, 181-194.
- Buta-Neto, A. (2006). Analyse des interactions tectonique salifère – sédimentation grés carbonatee albiennne dans le bassin onshore de Benguela (Marge sud angolaise). Université de Bourgogne, Dijon, France. (Ph.D Thesis).

- Cainelli, C., Mohriak, W. U. (1999). Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *International Union of Geological Sciences*, 22, 206-216.
- Cárdenas, P. J. J. (2015). Estudio de las propiedades de adsorción – desorción de gases en los sistemas petroleros no convencionales en México y su aplicación al modelo Cinético de generación de hidrocarburos. L'Université de Lorraine, Nancy, França. (Ph.D Thesis).
- Chalmers, G. R., & Bustin, R. M. (2008). Lower Cretaceous gas shales in northeastern British Columbia, Part I: geological controls on methane sorption capacity. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 56 (1), 1-21. DOI: 10.2113/gscpgbull.56.1.1
- Choi, J. W., Nicot, J. P., Hosseini, S. A., Clift, S. J., Hovorka, S. D. (2013) CO₂ recycling accounting and EOR operation scheduling to assist in storage capacity assessment at a U.S. gulf coast depleted reservoir. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 18, 474-484. DOI: 10.1016/j.ijggc.2013.01.033
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Livo, K. E., Kokaly, R. F., Sutley, S. J., Dalton, J. B., McDougal, R. R., Gent, C. A. (2003). Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 108 (E12), 5131. DOI: 10.1029/2002JE001847
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Wise, R., Livo, E., Hoefen, T., Kokaly, R., Sutley, S. J. (2007). USGS digital spectral library splib06a. *US Geological Survey, Digital Data Series*, 231. DOI: 10.3133/ds231
- Combaz, A. (1964). Les Palynofacies. *Revue de Micropaleontologie*, 7, 205-219.
- Combaz, A. (1980). *Les kerogenes vus au microscope*. In: Durand B. (Ed.), Kerogen: insoluble organic matter from sedimentary rocks. Paris, Éditions Technip, p. 55-111.
- Comissão Estratigráfica de Angola. (1983). *Coluna estratigráfica da Bacia do Kwanza*.
- Confort, M. J. F. (2006). Estocagem Geológica de Gás Natural e seus aspectos técnicos e regulatórios internacionais. Escola de Química, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil. (Dissertação de Mestrado).
- Consoli, C. P., Neil, W. (2017). Current status of global storage resources. *Energy Procedia*,

114, 4623-4628. DOI: 10.1016/j.egypro.2017.03.1866

- Cornford, C. (1979). *Organic deposition at a Continental Rise: Organic geochemical interpretation and synthesis at DSDP Site 397, Eastern North Atlantic*. In: von Rad U., Ryan, W. B. F., Arthur, M. A., Cepek, P., Cita, M. B., Cornford, C., Garifal, L., Hamilton, N., Lopatin, B., Lutze, G. F., McCoy, F. W., Mountain, G., Sarnthein, M., Weser, O. E., Whelan, J. K., Wind, F. H. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington-U.S. Government Printing Office, 47 (1), 503-510.
- Crósta, A. P., De Souza Filho, C. R., Azevedo, F., Brodie, C. (2003). Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 4233-4240. DOI: 10.1080/0143116031000152291
- CSLF – Carbon Sequestration Leadership Forum. (2019). *Carbon Capture, Utilisation and Storage (CCUS) and Energy Intensive Industries (EIIs): From Energy/Emission Intensive Industries to Low Carbon Industries*. Consultado em 22/04/2021. Disponível em <https://www.cslforum.org>
- Cuéllar-Franca, R. M., Azapagic, A. (2015). Carbon capture, storage and utilisation technologies: a critical analysis and comparison of their life cycle environmental impacts. *Journal of CO₂ Utilization*, 9, 82-102.
- Curiale, J. A. (1986). Origin of Solid Bitumens, with Emphasis on Biological Marker Results. *Organic Geochemistry*, 10 (1-3), 559–580. DOI: 10.1016/0146-6380(86)90054-9
- Czepirski, L., Balyś, M. R., Komorowska-Czepirska, E. (2000). Some generalization of Langmuir adsorption isotherm. Consultado em 25/02/2018. Disponível em <http://home.agh.edu.pl/~czepir/pdf/2000IJCH.pdf>
- D'Argenio, B., Fischer, A. G., Richter, G. M., Longo, G., Pelosi, N., Molisso, F., Duarte Morais, M. L. (1998). Orbital cyclicity in the Eocene of Angola: visual and image-time-series analysis compared. *Earth Planet Sci Lett.*, 160, 147-161. DOI: 10.1016/S0012-821X(98)00074-0
- Delprat-Jannaud F., Korre A., Shi J.Q., McConnell B., Arvanitis A., Boavida D., Car M., Gastine M., Grunnaleite I., Bateman K., Poulsen N., Sinayuc C., Vähäkuopus T., Vercelli

- S. and Wójcicki A. (2013). *State-of-the-art State of the art review of CO₂ Storage Site Selection and Characterisation Methods*. In: Korre, A., McConnell B., Delprat-Jannaud, F. (Eds.), CGS Europe report N°. D3.3. Consultado em 25/04/2018. Disponível em <http://repository.cgseurope.net>
- Dettmann, M. E. (1963). Upper Mesozoic microfloras from southeastern Australia. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 77(1), 1-148.
- Di Tommaso, I., Rubinstein, N. (2007). Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the infiernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 32 (1-2), 275-290. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2006.05.004
- Diessel, C. F. K. (2010). The stratigraphic distribution of inertinite. *International Journal of Coal Geology*, 81 (4), 251-268.
- Ding, S., Liu, G., Li, P., Xi, Y., Jinfeng M. (2019). CO Storage Capacity Estimation in Tertiary and Depleted Oil Reservoirs. Paper presented at the International Petroleum Technology Conference, Beijing, China, March 2019. DOI: 10.2523/IPTC-19219-MS
- Dinis, M. A. P. (2010). Estudo do processo de difusão de gases em carvões com base em isotérmicas de Langmuir. Universidade Fernando Pessoa, Porto. (Tese de Doutoramento). <http://hdl.handle.net/10284/1492>
- Doctor, R., Palmer, A., Coleman, D., Davison, J., Hendriks, C., Kaarstad, O., Ozaki, M., Austell, M., Pichs-Madruga, R., Timashev, S. (2005). "4. Transport of CO₂". In: Metz, B., Davidson, O., Coninck, H. C., Loos, M., Meyer, L. (Eds.), IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage. Prepared by the Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, New York, p. 179-193.
- Dow, W. G. (1974). Application of oil-correlation and source-rock data to exploration in Williston Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58, 1253-1262.
- Durand, B. (1980). *Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen*. In: Durand, B. (Ed.), Kerogen, Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks. Editions Technip, p. 13-34.

- Dütschke, E., Wesche, J., Oltra, C., Prades, A. (2019). *Strategy CCUS: a viable solution for a sustainable future. Stakeholder mapping report WP3-Deliverable 3.1*. Consultado em 22/04/2021. Disponível em <https://www.strategyccus.eu>
- Duval, B., Cramez, C., Jackson, M. P. A. (1992). Raft Tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Marine Petroleum Geology*, 9, 389-404.
- EFI – Energy Futures Initiative. (2019). Clearing the Air: A Federal R&D Initiative and Management Plan for Carbon Dioxide Removal Technologies. Consultado em 24/10/2020. Disponível em <https://cdrlaw.org/resources/clearing-the-air-a-federal-rdd-initiative-and-management-plan-for-carbon-dioxide-removal-technologies/>
- Elsaid, M., Aboelhair, H., Dardier, A., Hermas, E., Minoru, U. (2014). Processing of Multispectral ASTER Data for Mapping Alteration Minerals Zones: As an Aid for Uranium Exploration in Elmissikat-Eleridiya Granites, Central Eastern Desert, Egypt. *The Open Geology Journal*, 8 (Suppl 1: M5), 69-83.
- Ernst, R. E., Pereira, E., Hamilton, M. A., Pisarevsky, S. A., Rodrigues, J., Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., Van-Dunem, V. (2013). Mesoproterozoic intraplate magmatic ‘barcode’ record of the Angola portion of the Congo craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions. *Precambrian Research*, 230, 103-118.
- Espitalié, J., Laporte, J. L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A. (1977). Methode rapide de caracterisation des roches mères, de leur potential petrolier et de leur degré d'evolution. *Revue de l'Institut Français du Petrole*, 32, 23-42.
- Fakher, S., Imqam, A. A. (2020). Review of carbon dioxide adsorption to unconventional shale rocks methodology, measurement, and calculation. *SN Applied. Sciences*. 2, 5. DOI: 10.1007/s42452-019-1810-8
- Fatima, K., Khattak, M. U. K., Kausar, A. B., Haider, N., Rehman, A. (2017). Minerals identification and mapping using ASTER satellite image. *J. Appl. Remote Sens.*, 11 (4), 046006. DOI: 10.1117/1.JRS.11.046006
- Figuera, L. A., Al-basry, A. H., Al-Hammadi, K. E., Al-Yafei, A., Sakaria, D., Tanakov, M. Y. (2014). *Complex phased development for CO₂ EOR in oil carbonate reservoir, Abu Dhabi*

- Onshore*. Paper presented at the Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference, Abu Dhabi, UAE, November 2014. Paper Number: SPE-171967-MS. DOI: 10.2118/171967-MS.
- Flores, D., Suárez-Ruiz, I. (2017). *Organic Petrology in the Study of Dispersed Organic Matter*. In: Suárez-Ruiz, I., Mendonça Filho, J.G. (Eds.), *Geology: Current and Future Developments*. Bentham eBooks. p. 34-76. DOI: 10.2174/9781681084633117010004.
- Foo, K. Y., Hameed, B. H. (2010). Insights into the modeling of adsorption isotherm systems. *Chem Eng. J.*, 156, 2-10.
- Forbes, S. M., Verma, P., Curry, T.E., Friedmann, S. J., Wade, S. M. (2008). Guidelines for carbon dioxide capture, transport and storage. Consultado em 19/04/2019. Disponível em <https://www.wri.org/research/guidelines-carbon-dioxide-capture-transport-and-storage>
- Gaffey, S. J. (1986). Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and nearinfrared (0.35–2.55 μ) – Calcite, aragonite, and dolomite. *American Mineralogist*, 71, 151-162.
- GCCSI – Global CCS Institute. (2019). “*CO2RE Database, Climate Change Report.*” Global CCS Institute. Consultado em 19/10/2020. Disponível em <https://co2re.co/ClimateChange>
- Gillingham, K., Stock, J. H. (2018). The Cost of Reducing Greenhouse Gas Emissions. *Journal of Economic Perspectives*, 32 (4), 53-72. DOI: 10.1257/jep.32.4.53
- Girija, R. R., Mayappan, S. (2019). Mapping of mineral resources and lithological units: a review of remote sensing techniques. *International Journal of Image and Data Fusion*, 10 (2), 79-106.
- Glorioso, J. C., Rattia, A. (2012). Unconventional Reservoirs: Basic Petrophysical Concepts for Shale Gas. Paper presented at the SPE/EAGE European Unconventional Resources Conference and Exhibition, Vienna, Austria, March 2012. Paper Number: SPE-153004-MS. DOI: 10.2118/153004-MS.
- Gobbo, L. A. (2009). Aplicação da difração de raios-X e método Rietveld no estudo de Cimento Portland. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. (Tese de Doutorado). DOI: 10.11606/T.44.2009.tde-23072009-144653

- Guiraud, M., Buta-Neto, A., Quesne, D. (2010). Segmentation and differential post-rift uplift at the Angola margin as recorded by the transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1040-1068.
- Guiraud, R., Maurin, J. C. (1992). Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213, 153-168.
- Han, Y., Zhu, Y., Liu, Y., Wang, Y., Zhang, H., Yu, W. (2020). Nanostructure Effect on Methane Adsorption Capacity of Shale with Type III Kerogen. *Energies*, 13 (7), 1690. DOI: 10.3390/en13071690
- Hanson, R. (2003). Proterozoic geochronology and tectonic evolution of southern Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 206, 427-463.
- Hongfang, L., Xin, M., Kun, H., Lingdi, F., Mohammadamin, A. (2020). Carbon dioxide transport via pipelines: a systematic review. *Journal of Cleaner Production*, 266, 121994. DOI: 10.1016/j.jclepro.2020.121994
- Hornarmaand, M., Ranjbar, H., Shahabpour, J. (2011). Application of Principal Component Analysis and Spectral Angle Mapper in the Mapping of Hydrothermal Alteration in the Jebal-Barez Area, Southeastern Iran. *Resource Geology*, 62 (2), 119-139.
- Horsfield, B., Rullkötter, J. (1994). *Diagenesis, Catagenesis, and Metagenesis of Organic Matter*. In: Magoon, L. B., Dow, W. (Eds.), *The Petroleum System-From Source to Trap*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 60. DOI: 10.1306/M60585C10
- Huc, A. Y. (2003). Petroleum Geochemistry at the Dawn of the 21st Century. *Oil & Gas Science and Technology. Rev. IFP*, 58 (22), 233-241.
- Hudec, M. R., Jackson, M. P. A. (2002). Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (10), 1222-1244.
- Hudec, M. R., Jackson, M. P. A. (2004). Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 88 (7), 971-990. DOI:

10.1306/02050403061

Hunt, G. R., Salisbury, J. W., Lenho, C. J. (1971). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: III. Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, 2, 195-205.

Hunt, G. R. (1977). Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42, 501-513.

Hunt, G. R., Salisbury, J. W. (1971). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: II Carbonates. *Modern Geology*, 1, 23-30.

Hunt, J. M. (1995). *Petroleum Geochemistry and Geology*. 2nd ed. New York, W.H. Freeman and Company, 743 p.

ICCP – International Committee for Coal and Organic Petrology. (1971). *International Committee for Coal and Organic Petrology. International handbook of coal petrography*. 2nd ed. Paris: Centre National de La Recherche Scientifique. Supplement. Academy of Sciences of the USSR, Paris, Moscow (1971).

ICCP – International Committee for Coal and Organic Petrology. (1998). The new vitrinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 77 (5), 349-358.

ICCP – International Committee for Coal and Organic Petrology. (2001). The new inertinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 80, 459-471.

IEA – International Energy Agency. (2016). *20 Years of Carbon Capture and Storage: Accelerating Future Deployment*. Paris: OECD Publishing, 115 p.

IEA – International Energy Agency. (2017). *Energy Technology Perspectives 2017: Catalysing Energy Technology Transformations*. Paris: OECD Publishing, 443 p. DOI: 10.1787/energy_tech-2017-en

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. (2005). *IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage*. In: Metz, B., Davidson, O., Coninck, H. C., Loos, M., Meyer, L. A. (Eds.), Prepared by Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 443 p.

- Jackson, M. P., Hudec, M. R. (2009). *Interplay of Basement Tectonics, Salt Tectonics, and Sedimentation in the Kwanza Basin, Angola*. Paper presented at the American Association of Petroleum Geologists International Conference and Exhibition, Cape Town, South Africa, October 26-29. Consultado em 20/04/2018. Disponível em <https://www.searchanddiscovery.com>
- Jenkins, R., Snyder, R. L. (1997). Introduction to X-ray powder diffractometry. *International Report*, 12 (2), 128-129. DOI: 10.1017/S0885715600020340
- Jiang, S. (2012). *Clay Minerals from the Perspective of Oil and Gas Exploration*. In: Valaskova, M., Martynková, S. G. (Eds.), *Clay Minerals in Nature: Their Characterization, Modification and Application*. InTech. DOI: 10.5772/47790
- Karmakar, S., Schenk, V. (2016). Mesoproterozoic UHT metamorphism in the southern irumide belt, Chipata, Zambia: petrology and in situ monazite dating. *Precambrian Research*, 275, 332-356.
- Karner, G. D., Driscoll, N. W. (1999). Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. In: Cameron, N. R., Bate, R. H., Clure, V. S. (Eds.), *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. *Geological Society Special Publications*, 153, 11-40.
- Katz, B. J. (1983). Limitations of Rock-Eval pyrolysis for typing organic matter. *Organic Geochemistry*, 4, 195-199.
- Katz, B. J., Mello, M. R. (2000). Petroleum systems of South Atlantic Marginal basins- an overview. In: Mello, M. R., Katz, B. J. (Eds.), *Petroleum systems of South Atlantic margins*. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 73, 1-13.
- Kazemi, M., Takbiri-Borujeni, A. (2016). Molecular dynamics study of carbon dioxide storage in carbon-based organic nanopores. Paper presented at the SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Dubai, UAE, September 2016. Paper Number: SPE-181705-MS. DOI: 10.2118/181705-MS
- Khaleghi, M., Ranjbar, H., Shahabpour, J. & Honarmand, M. (2014). Spectral angle mapping, spectral information divergence, and principal component analysis of the ASTER SWIR data for exploration of porphyry copper mineralization in the Sarduiyeh area, Kerman

- province, Iran. *Appl Geomat*, 6, 49-58.
- Klemme, H. D., Ulmishek, G. F. (1991). Effective Petroleum Source Rocks of the World: Stratigraphic Distribution and Controlling Depositional Factors. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75, 1809-1851.
- Klewiah, I., Berawala, D. S., Walker, H. C. A., Andersen, P., Nadeau, P. H. (2020) Review of experimental sorption studies of CO₂ and CH₄ in shales. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 73. DOI: 10.1016/j.jngse.2019.103045
- Knoope, M. M. J., Ramirez, A., Faaij, A. P. C. (2013). A state of the art review of techno-economic models predicting the costs of CO₂ pipeline transport. *Int J. Greenh. Gas Control*, 16, 241-270. DOI: 10.1016/j.ijggc.2013.01.005
- Knoope, M. M. J., Ramirez, A., Faaij, A. P. C. (2015). Investing in CO₂ transport infrastructure under uncertainty: A comparison between ships and pipelines. *Int. J. of Greenh. Gas Control*, 41, 174-193. DOI: 10.1016/j.ijggc.2015.07.013
- Koch, C., Brown, I., Borsato, R., Cardoso, S., Sebastião, L. (2013). The reawakening of the onshore Kwanza Basin. *European Association of Geoscientists and Engineers First Break*, 31, 81-88.
- Kruse, F. A., Lefkoff, A. B.; Boardman, J. B., Heidebrecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J., Goetz, A. F. H. (1993). The Spectral Image Processing System (SIPS) – interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, 44(2-3), 145-163. DOI: 10.1016/0034-4257(93)90013-N
- Kumar, C., Shetty, A., Raval, S., Sharma, R., Ray, C. (2015). Lithological Discrimination and Mapping using ASTER SWIR Data in the Udaipur area of Rajasthan, India. *Procedia Earth and Planetary Science*, 11, 180-188.
- Lee, D. S., Herman, J. D., Elsworth, D., Kim H. T., Lee H. S. (2011). A critical evaluation of unconventional gas recovery from the marcellus shale, northeastern United States. *KSCE J Civ Eng* 15, 679. DOI: 10.1007/s12205-011-0008-4
- Lemos de Sousa, M. J., Rodrigues, C. F., Dinis, M. A. P. (2012). O Carvão na Actualidade, vol.1 – Petrologia, Métodos analíticos, Classificação e Avaliação de Recursos e Reservas,

- Papel no contexto energético, Carvão em Portugal. Universidade Fernando Pessoa (Porto), Academia das Ciências de Lisboa, 467 p.
- Leung, D. Y. C., Caramanna, G., Maroto-Valer, M. M. (2014). An overview of current status of carbon dioxide capture and storage technologies. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 39, 426-443, DOI: 10.1016/j.rser.2014.07.093
- Liu, L., Feng, J., Han, L., Zhou, J., Xu, X., Liu, R. (2018). Mineral mapping using spaceborne Tiangong-1 hyperspectral imagery and ASTER data: A case study of alteration detection in support of regional geological survey at Jintanzi-Malianquan area, Beishan, Gansu Province, China. *Geological Journal*, 53, 372-383. DOI: 10.1002/gj.3260
- Lunde, G., Aubert, K., Lauritzen, O., Lorange, E. (1991). Tertiary uplift of the Kwanza Basin in Angola. In: *Géologie Africaine, Colloquium Géologique Libreville, Recueil des Communications*. 6–8 May 1991, p. 99-117.
- Lundin, E. R. (1992). Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, 9 (4), 405-411.
- Magoon, L. B., Dow, M. G. (1994). *The petroleum system*. In: Magoon, L. B., Dow, W. G. (Eds.), *The petroleum system from Source to Trap*. United States: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 60, 3-24.
- Mansouri, E., Feizi, F., Rad, A., Arian, M. (2018). Remote-sensing data processing with the multivariate regression analysis method for iron mineral resource potential mapping: A case study in the Sarvian area, Central Iran. *Solid Earth*, 9, 373-384.
- Martínez, C. A. M., Rodríguez, O. A. G., Cancino, O. P. O., Navarro, S. F. M. (2015). Aplicación de modelos para la generación de la isoterma de adsorción de metano en una muestra de shale y su impacto en el cálculo de reservas. *Revista fuentes: el Reventón energético*, 13 (2), 131-140.
- Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P. R., Sgrosso, I., D'Antonio, M., Duarte-Morais, L., Morais, E. A. A., Ricci, G. (1999). Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola) and relationships with the Parana-Etendeka continental basalt province. *J. Geodynam.*, 28, 341-356.

- Mavor, M. J., Owen, L. B., Pratt, T. J. (1990). *Measurement and Evaluation of Coal Sorption Isotherm Data*. In: 65th Annual Technical Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineers, New Orleans, LA, September 23-26, 1990, pp.157-170. Society of Petroleum Engineers (Doc. SPE 20728).
- Mazhari, N., Shafaroudi, A., Ghaderi, M. (2017). Detecting and mapping different types of iron mineralization in Sangan mining region, NE Iran, using satellite image and airborne geophysical data. *Geosciences Journal*, 21, 137-148. DOI: 10.1007/s12303-016-0018-9
- McCarthy, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., Stankiewicz. (2011). La geoquímica básica del petróleo para la evaluación de las rocas generadoras. *Oilfield Review*, 23 (2), 36-47.
- Meer, F. D. V. D., Werff, H. M. A. V. D., Ruitenbeek, F. J. A. V., Hecker, C. A., Bakker, W. H., Noomen, M. F., Meijde, M. V. D., Carranza, E. J. M., Smeth, J. B., Woldai, T. (2012). Multi and hyperspectral geologic remote sensing: A review. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 14 (1), 12-128.
- Mendonça Filho, J. G., Gonçalves, P. A. (2017). *Organic Matter: Concepts and definitions*. In: Suárez-Ruiz, I., Mendonça Filho, J. G. (Eds.), *Geology: Current and Future Developments*. *Bentham eBooks*, p. 1-33. DOI: 10.2174/9781681084633117010003
- Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Silva, T. F., Rondon, N. F., Silva, F. S. (2012). *Organic facies: palynofacies and organic geochemistry approaches*. In: Panagiotaras, D. (Ed.), *Geochemistry Earth's system processes*. InTech, Patras, 1, 211-245.
- Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J. O. (2011d). *Organic Composition (Palynofacies Analysis)*. In: Flores, D., Marques, M. (Eds.), "ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter", Porto, p. 33-81.
- Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J.O., Oliveira, A. D., Carvalho, M. A., Sant'Anna, A. J., Souza, J. T. (2010b). *Palinofácies*. In: Ismar, S. C. (Ed.), *Paleontologia*. Interciência, Rio de Janeiro, p. 379-413.
- Mendonça Filho, J. G., Carvalho, M. A., Menezes, T. R. (2002). *Palinofácies*. In: Dutra, T. L. (Ed.). *Técnicas e Procedimentos para o Trabalho com Fósseis e Formas Modernas*

Comparativas. Unisinos, São Leopoldo, p. 20-24.

Mendonça Filho, J. G. (1999). Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozoico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul. (Tese de Doutorado).

Mengal, S. A., Watten Barger, R. A. (2011). *Accounting for Adsorbed Gas in Shale Gas Reservoirs*. In: SPE Middle East Oil and Gas Show and Conference. (25-28, September, 2011: Manama, Bahrain). Texas A & M University, p. 1-15.

Metz, B., Davidson, O., Coninck, H., Loos, M., Meyer, L., Eds. (2005). *Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage*. United States of America, Cambridge University Press, Cambridge, New York, 443 p.

Mitchell Jr., M. M., Fugassi, P. (1966). *Kinetics of the Sorption of Methanol on Coal*. In: Gould, R. F. (Ed.), *Advances in Chemistry Series 55 - Coal Science*. American Chemical Society, Washington, D.C, p. 400-417.

Mohriak, W. U., Nemcok, M., Enciso, G. (2008). *South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and tectonics in the basins of SE Brazil*. In: Pan-Khurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., De Wit, M. J. (Eds.), *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 365-398.

Mukhopadhyay, P. K., Wade, J. A., Kruger, M. A. (1995). Organic facies and maturation of Jurassic/Cretaceous rocks and possible oil-source rock correlation based on pyrolysis of asphaltenes, Scotian Basin, Canada. *Organic Geochemistry*, 22, 85-104.

Mulanda, N. P. T. F. (2020). Contribuição para o estudo palinológico da Formação Quifangondo na região de Cabo São Brás, Bacia do Kwanza (Angola). Universidade Agostinho Neto, Luanda. (Dissertação de Mestrado).

NEORI – National Enhanced Oil Recovery Initiative. (2012). Carbon dioxide enhanced oil recovery: A critical domestic energy, economic, and environmental opportunity. Consultado em 18/06/2020. Disponível em <https://neori.org/neori-report/>

NETL – National Energy Technology Laboratory. (2012). Carbon Capture and Storage

- Database. Consultado em 22/06/2020. Disponível em <https://netl.doe.gov/coal/carbon-storage/worldwide-ccs-database>
- NETL – National Energy Technology Laboratory. (2017). Carbon dioxide enhanced oil recovery: Untapped domestic energy supply and long term carbon storage solution. *The U.S. Department of Energy, National Energy Technology Laboratory*. Consultado em 22/06/2021. Disponível em https://www.netl.doe.gov/sites/default/files/netl-file/co2_eor_primer.pdf
- Newell, P., Ilgen, A, G. (2019). Overview of Geological Carbon Storage (GCS). In: Newell, P., Ilgen, A, G. (Eds.), *Science of Carbon Storage in Deep Saline Formations*. Elsevier Inc, 1-13 p. DOI: 10.1016/B978-0-12-812752-0.00001-0
- Nogueira, T. F. (2020). Avaliação de alternativas de transporte *offshore* de CO₂ no Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. (Dissertação de Mestrado).
- Oliveira, G. M. T. S. (2016). Roteiro Tecnológico (Roadmap) da Captação, Utilização e Armazenamento de Dióxido de Carbono (CCUS) em Portugal, Universidade Fernando Pessoa, Porto. (Tese de Doutoramento). <http://hdl.handle.net/10284/5636>
- Onarheim, K., Arasto, A. (2017). Market-driven future potential of Bio-CC(U)S. Workshop Brussels, Belgium. Consultado em 22/06/2019. Disponível em <http://eusew.eu/market-driven-future-potential-bio-ccus>
- Pereira, Z., Mendes, M., Rodrigues, C., Mulanda, N., **Cacama, M.**, Nsungani, P.C. (2021). Dinoflagellate cyst assemblages of the Cunga - Quifangondo cenozoic formations in the Cabo São Brás section, Kwanza Basin (Angola): towards a first stratigraphic and paleoenvironmental interpretation. *Revue de Micropaléontologie*, 72. DOI: 10.1016/j.revmic.2021.100516
- Peters, K. E., Cassa, M. R. (1994). Applied source rock geochemistry. In: Magoon, L. B., Dow, W. (Eds.), *The Petroleum System – From Source to Trap*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 60, 93-120.
- Petersen, H. I. (2017). *Source rocks, types and petroleum potencial*. In: Suárez-Ruiz, I., Mendonça Filho, J. G. (Eds.), *Geology: Current and Future Developments*. Bentham EBooks, 27, 104-130. DOI: 10.2174/9781681084633117010006

- Pickel, W., Kus, J., Flores, D., Kalaitzidis, S., Christanis, K., Cardott, B. J., Misz-Kennan, M., Rodrigues, S., Hentschel, A., Hamor-Vido, M., Crosdale, P., Wagner, N. (2017). Classification of liptinite – ICCP System 1994. *International Journal of Coal Geology*, 169, 40-61. DOI: 10.1016/j.coal.2016.11.004
- Pilorgé, H. et al. (2020). Cost Analysis of Carbon Capture and Sequestration of Process Emissions from the U.S. Industrial Sector. *Environmental Science & Technology*, 54 (12), 7524-7532.
- Pour, A. B., Park, Y., Park, T. Y. S., Hong, J. K., Hashim, M., Woo, J., Ayoobi, I. (2019). Evaluation of ICA and CEM algorithms with Landsat-8/ASTER data for geological mapping in inaccessible regions. *Geocarto International*, 34 (7), 785-816. DOI: 10.1080/10106049.2018.1434684
- Pour, A. B., Sekandari, M., Rahmani, O., Crispini, L., Läufer, A., Park, Y., Hong, J. K., Pradhan, B., Hashim, M., Hossain, M. S. et al. (2021). Identification of Phyllosilicates in the Antarctic Environment Using ASTER Satellite Data: Case Study from the Mesa Range, Campbell and Priestley Glaciers, Northern Victoria Land. *Remote Sensing*, 13 (1), 1-37. DOI: 10.3390/rs13010038
- Raza, A., Gholami R., Rezaee, R., Rasouli, V., Rabiei, M. (2019). Significant aspects of carbon capture and storage – A review. *Petroleum*, 5 (4), 335-340. DOI: 10.1016/j.petlm.2018.12.007
- Raza, A., Rezaee, R., Gholami, R., Bing, C.H., Nagarajan, R., Hamid, M.A. (2016). A screening criterion for selection of suitable CO₂ storage sites. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 28, 317-327. DOI: 10.1016/j.jngse.2015.11.053
- Rezaei, A., Hassani, H., Moarefvand, P., Golmohammadi, A. (2020). Lithological mapping in Sangan region in Northeast Iran using ASTER satellite data and image processing methods. *Geology, Ecology, and Landscapes*, 4 (1), 59-70. DOI: 10.1080/24749508.2019.1585657
- Riding, J. B., Warny, S. (2008). *Palynological Techniques*, 2nd Edition-Brown. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 137 p.
- Rockwell, B., Hofstra, A. (2008). Identification of quartz and carbonate minerals across

- northern Nevada using ASTER thermal infrared emissivity data-Implications for geologic mapping and mineral resource investigations in well-studied and frontier areas. *Geosphere*, 4, 218-246. DOI: 10.1130/GES00126.1
- Rodrigues, C. F. (2002). The Application of Isotherm Studies to Evaluate the Coalfield Methane Potential of the Waterberg Basin, South Africa. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto. (Tese de Doutoramento).
- Rodrigues, C. F. A, Dinis, M. A. P., Lemos de Sousa, M. J. (2015). Review of European Energy Policies Regarding the Recent “Carbon Capture, Utilization and Storage” Technologies Scenario and the Role of Coal Seams. *Environmental Earth Sciences*, 74 (3), 2553-2561. DOI: 10.1007/s12665-015-4275-0
- Rodrigues, C. F. A, Dinis, M. A. P., Lemos de Sousa, M. J. (2016). Coal gas adsorption/desorption isotherms versus diffusion process. *International Journal of Global Warming*, 9 (4), 467-485.
- Rodrigues, C. F. A, Pereira, Z., Mendes, M., Nsungani, P. C., Fernandes, P., Lopes, G., Duarte, L. V., Aboelkomsan, W., Taylor, E., Tyrrell, M., Fernando, M. F., Machado, V. (2021). Preliminary late Miocene palynomorph assemblages from the Quifangondo and Luanda formations, Onshore Kwanza Basin, Angola. *Journal of African Earth Sciences*, 178, 104141. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2021.104141
- Rodrigues, C. F. A. (2021). *The Pre-Salt of the Kwanza Basin (Angola): An Overview of Maturation Model versus Geodynamic Framework*. In: Veress, B., Szigethy, J. (Eds.), *Horizons in Earth Science Research*. Nova Science Publishers, Inc: New York, 21, 35-88.
- Rodrigues, C., Pereira, Z., Fernandes, P., Cunha, D., Gonçalves, F., Barroso, L., Barata, S., Nsungani, P. C., Carvalho, J., Lemos de Sousa, M. J. (2017). Source Rocks of the Onshore Kwanza Basin: A New Geochemical Approach. First EAGE/ASGA Petroleum Exploration Workshop, Oct 2017, cp-531-00024. DOI: 10.3997/2214-4609.201702362
- Rogers, M. A. (1980). *Application of organic facies concepts to hydrocarbon source-rock-evaluation*. In: *Proceedings of the 10th World Petroleum Congress, Bucharest 1979*, Heyden, London, 2, 23-30.

- Rondón, N. D. V. F. (2007). Caracterização geoquímica e petrográfica dos produtos da hidropirolise (rocha hidropirolisada, betume e óleo expulso) em rochas geradoras de petróleo das bacias do Paraná (Fm. Irati), Brasil e Puertollano, Espanha. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (Tese de Doutorado). <http://hdl.handle.net/10183/8815>
- Saghafi, A., Faiz, M., Roberts, D. (2007). CO₂ Storage and Gas Diffusivity Properties of Coals from Sydney Basin, Australia. *International Journal of Coal Geology*, 70 (1-3), 240-254. DOI:10.1016/J.COAL.2006.03.006
- Saini, D. (2017). Simultaneous CO₂-EOR and storage projects, engineering aspects of geologic CO₂ storage. Springer International Publishing, 73 p. DOI: 10.1007/978-3-319-56074-8_2.
- Salisbury, J. W., Walter, L. S., Vergo, N., D'Aria, D. M. (1991b). Infrared (2.1-25 micrometers) Spectra of Minerals: *Johns Hopkins University Press*, 294 pp.
- Saller, A., Rushton, S., Buambua, L., Inman, K., McNeil, R., Dickson, J. A. D. (2016). Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 100 (7), 1135-1164. DOI: 10.1306/02111615216
- Sandwell, D. T., Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5), 10039-10054. DOI: 10.1029/96JB03223
- Schiefelbein, C. F., Zumberge, J. E., Cameron, N. R., Brown, S. W. (1999). *Petroleum systems in the South Atlantic margins*. In: Cameron, N. R., Bate, R. H., Clure, V. S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. London: Geological Society Special Publications, 153, 169-179.
- Schmoker, J. W. (1995). Method for assessing continuous-type (unconventional) hydrocarbon accumulations. In: Gautier, D. L., Dolton, G. L., Takahashi, K. I., Varnes, K. L. (Eds.), 1995 National Assessment of United States oil and gas resources Results, Methodology, and Supporting data: U.S. Geological Survey Digital Data Series, 30, CD-ROM.
- Schrank, E. (1984). Organic-geochemical and palynological studies of a Dakhla Shale profile (Late Cretaceous) in southeast Egypt. Part A: succession of microfioras and depositional

- environment. *Berl geowiss Abh (A)*, 50, 189-207.
- Serié, C., Huuse, M., Schødt, N. H., Brooks, J. M., Williams, A. (2016). Subsurface fluid flow in the deep-water Kwanza Basin, offshore Angola. *Basin Research*, 29, 149-179. DOI: 10.1111/bre.12169
- Shaw, J. C., Bachu, S. (2002). Screening, evaluation and ranking of oil reserves suitable for CO₂ flood EOR and carbon dioxide sequestration. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 41 (9), 51-61. DOI: 10.2118/02-09-05
- Shirmard, H., Farahbakhsh, E., Pour, A. B., Muslim, A. M., Müller, R. D., Chandra, R. (2020). Integration of Selective Dimensionality Reduction Techniques for Mineral Exploration Using ASTER Satellite Data. *Remote Sens.*, 12 (8), 1261. DOI: 10.3390/rs12081261
- Silva, M. A. M, Schreiber, B. C., Dos Santos, C. L. (2000). Evaporitos como recursos minerais. *Brazilian Journal of Geophysics*, 18, 338-350.
- SPE – Society of Petroleum Engineers. (2017). *CO₂ Storage Resources Management System*. Society of Petroleum Engineers Report. Consultado em 10/04/2020. Disponível em <https://p.widencdn.net/2ckusw/SRMS>
- Stancliffe, R. P. W. (1989). Microforaminiferal linings: their classification, biostratigraphy and paleoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments. *Micropaleontology*, 35 (4), 337-352. DOI: 10.2307/1485676
- Stark, D. M. (coordenador). (1991). *Avaliação de formações de Angola*. Well Evaluation Conference, Paris: Schlumberger, 95 p.
- Suárez, A. A. (2012). *The expansion of unconventional Production of Natural Gas (Tight gas, Gas Shale and Coalbed Methane)*. In: Hamid Al-Megren, H. (Ed.), *Advances in Natural Gas Technology*. InTech, 1, 123-146. DOI: 10.5772/37404
- Svensson, R., Odenberger, M., Johnsson, F., Strömberg, L. (2004). Transportation systems for CO₂ application to carbon capture and storage. *Energy Conversion and Management*, 45 (15-16), 2343-2353. DOI: 10.1016/j.enconman.2003.11.022
- Taylor, G. H., Teichmuller, M., Davis, A., Diessel, C. F. K., Littke, R., Robert, P. (1998). *Organic petrology*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 704 pp.

- Teisserenc, P., Villemin, J. (1990). *Sedimentary basin of Gabon e geology and oil systems*. In: Edwards, J. D., Santogrossi, P. A. (Eds.), *Divergent/passive Margin Basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 48, 117-199.
- Testa, F. J., Villanueva, C., Cooke, D. R., Zhang L. (2018). Lithological and Hydrothermal Alteration Mapping of Epithermal, Porphyry and Tourmaline Breccia Districts in the Argentine Andes Using ASTER Imagery. *Remote Sensing*, 10 (2), 203. DOI: 10.3390/rs10020203
- Thomas, J. E. (2004). *Fundamentos de Engenharia de Petróleo*. Rio de Janeiro: Interciência, Rio de Janeiro, 278 p.
- Tissot, B. P., Welte, D. H. (1978). *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer Verlag, Berlin, New York, 538 p.
- Tissot, B. P., Welte, D. H. (1984). *Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration*. 2nd ed. New York: Heidelberg Springer Verlag, 702 p. DOI: 10.1007/978-3-642-87813-8
- Torsvik, T. H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M. A. (2009). A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, 177, 1315-1333. DOI : 10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x
- Total & Sonangol. (1987). *Carte Géologique du Bassin du Kwanza, Angola (1:250.000)*.
- Traverse, A. (1994). *Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge University Press, New York, 647 p.
- Trinh, H. L., Zabloskii, V. R. (2019). The Method of Detection of Clay Minerals and Iron Oxide Based on Landsat Multispectral Images (as Exemplified in the Territory of Thai Nguyen Province, Vietnam). *Mining Science and Technology*, 4 (1), 65-75. DOI: 10.17073/2500-0632-2019-1-65-75
- Tyson R. V. (1995). *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall, London, 615 pp.
- Tyson R.V. (1993) *Palynofacies Analysis*. In: Jenkins D. G. (Ed.), *Applied Micropalaeontology*. Springer, Dordrecht. p. 153-191. DOI: 10.1007/978-94-017-0763-

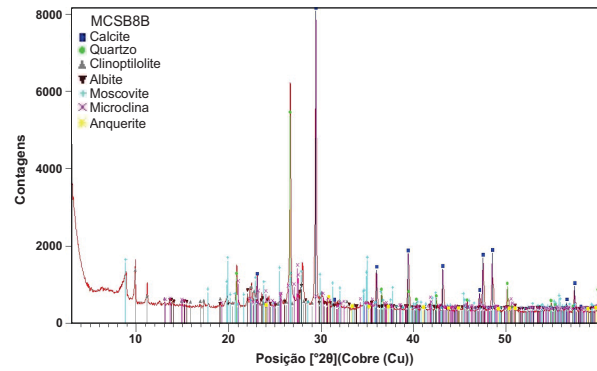
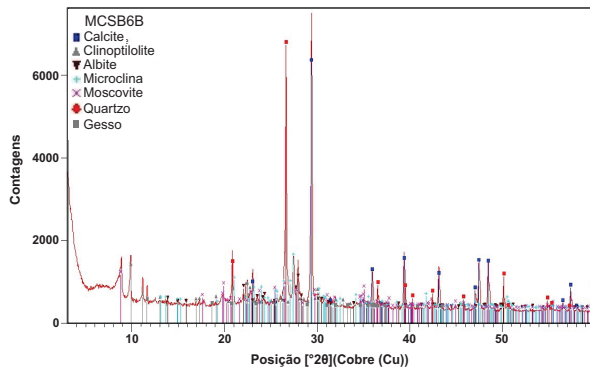
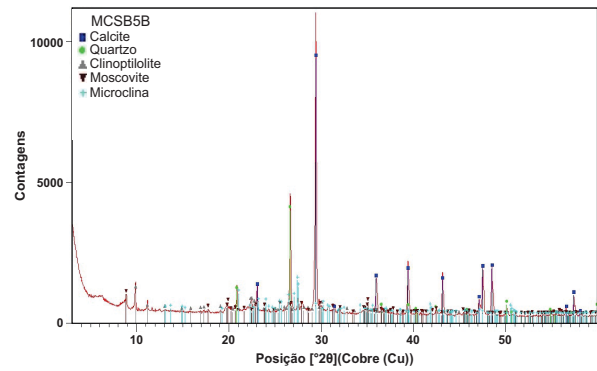
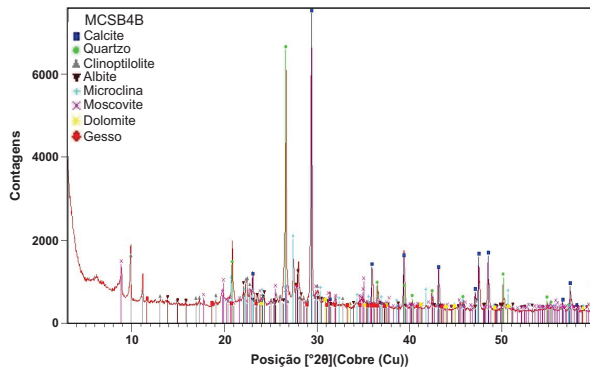
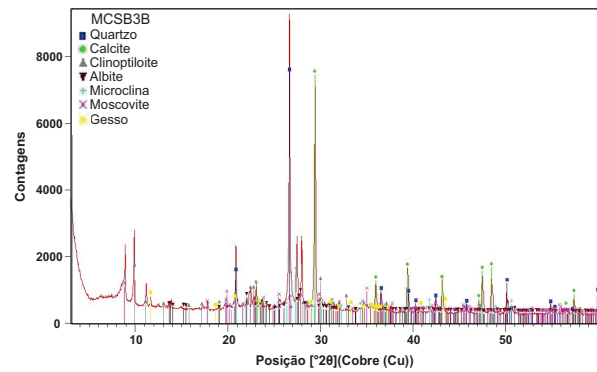
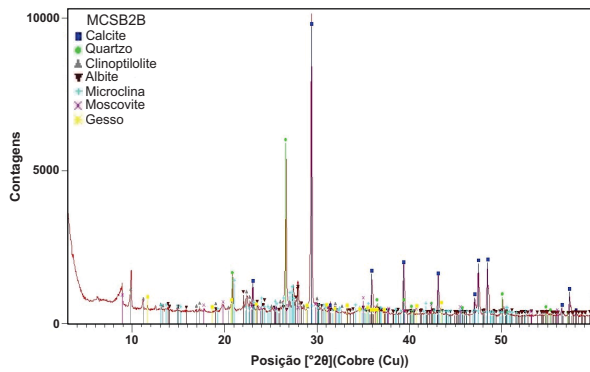
3_5

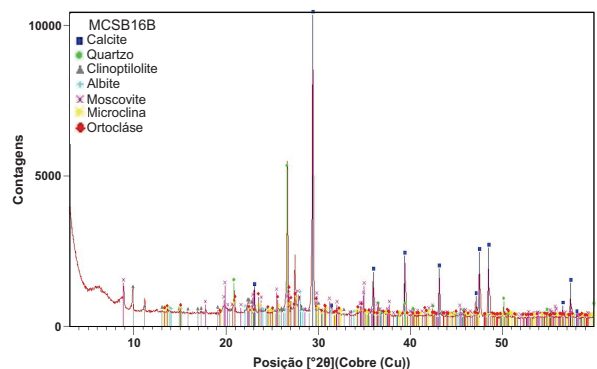
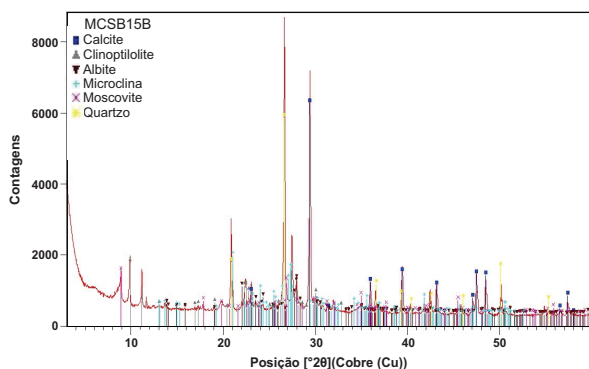
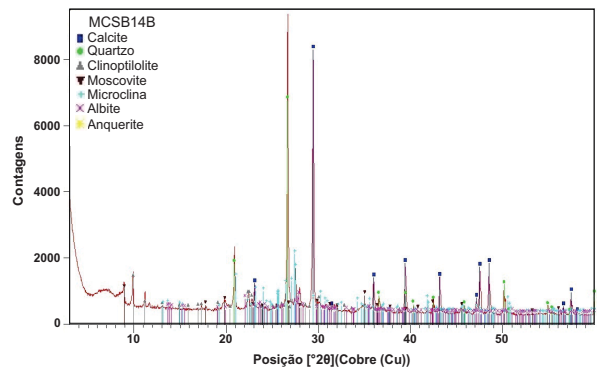
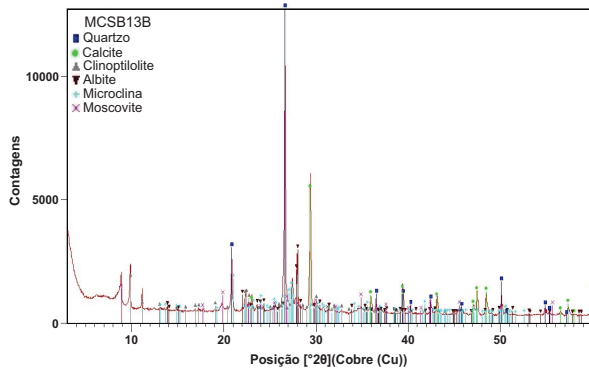
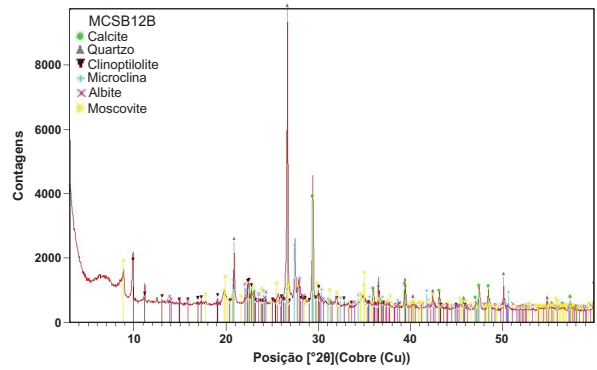
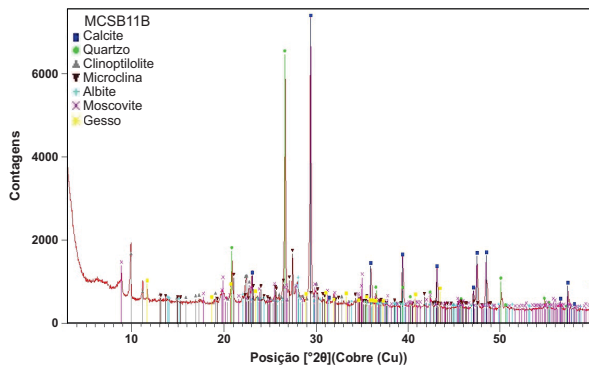
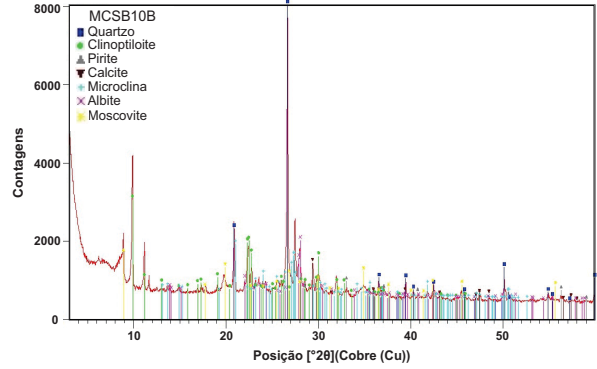
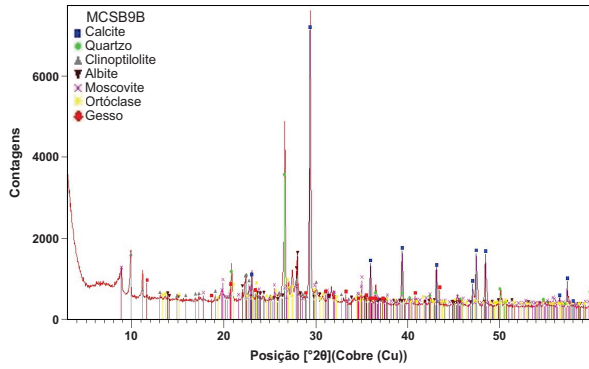
- Uesugui, N. (1979). Palinologia: técnicas de tratamento de amostras. *Boletim Técnico da Petrobras, Rio de Janeiro*. 22, 229-240.
- Van Krevelen, D. W. (1961). *Coal: Typology, Chemistry, Physics, Constitution*. Elsevier Scientific, The Netherlands, 514 p.
- Vandenbroucke, M. (2003). Kerogen: From Types to Models of Chemical Structure,” Oil & Gas Science and Technology. *Revue de l’Institut Français du Pétrole*, 58 (2), 243-269. DOI: 10.2516/ogst:2003016
- Vicent, A. J. (1995). Palynofacies analysis of Middle Jurassic sediments from the Inner Hebrides. University of Newcastle upon Tyne. (Ph.D Thesis).
- Whelan, J., Farrington, J. W. (1992). Organic Matter: Productivity, Accumulation, and Preservation in Recent and Ancient Sediments. *Geological Magazine*, 130(6), 861-862.
- Wood, G. D., Gabriel, A. M., Lawson, J. C. (1996). *Palynological techniques-processing and microscopy*. In: Jansonius, J., McGregor, D. C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, p. 29-50.
- Yao, K., Pradhan, B., Idrees, M. (2017). Identification of Rocks and Their Quartz Content in Gua Musang Goldfield Using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Imagery. *Journal of Sensors*. 8 p. DOI: 10.1155/2017/6794095
- Yee, D., Seidle, J. P., Hanson, W. D. (1993). Gas sorption on Coal and Measurement of Gas Content. In: Law, B. E., Rice, D. D. (Eds.), *Hydrocarbons from Coal*. *American Association of Petroleum Geologists Memoir, Tulsa, Okla*, 38, 203-218. DOI: 10.1306/St38577C9
- Yousefi, S. J., Ranjbar, H., Alirezaei, S., Dargahi, S. (2018). Discrimination of Sericite Phyllic and Quartz-Rich Phyllic Alterations by Using a Combination of ASTER TIR and SWIR Data to Explore Porphyry Cu Deposits Hosted by Granitoids, Kerman Copper Belt, Iran. *J. Indian Soc. Remote Sens.*, 46, 717-727. DOI: 10.1007/s12524-017-0745-z
- Zdravkov, A., Bechtel, A., Ćorić, S., Sachsenhofer, R. F. (2015). Depositional environment,

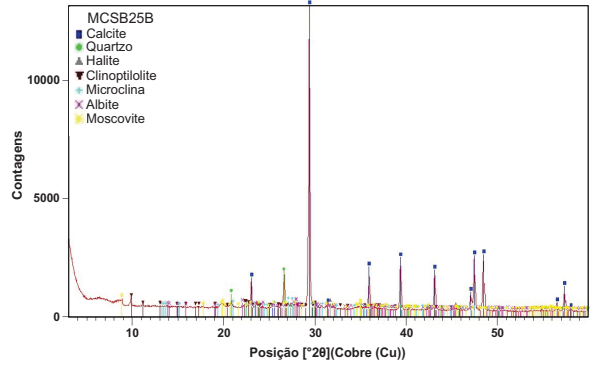
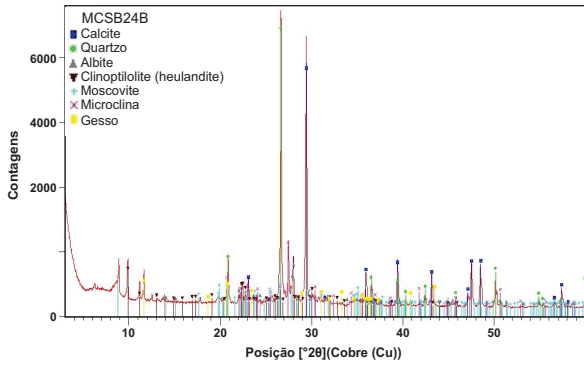
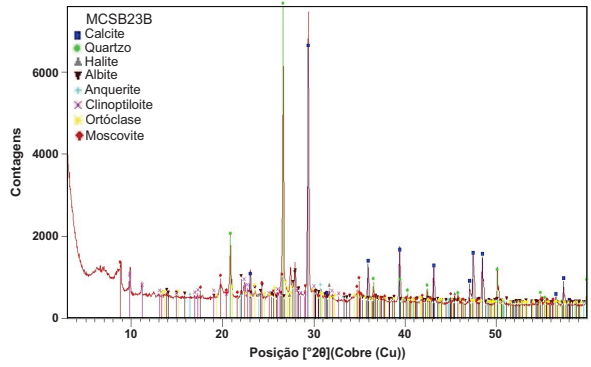
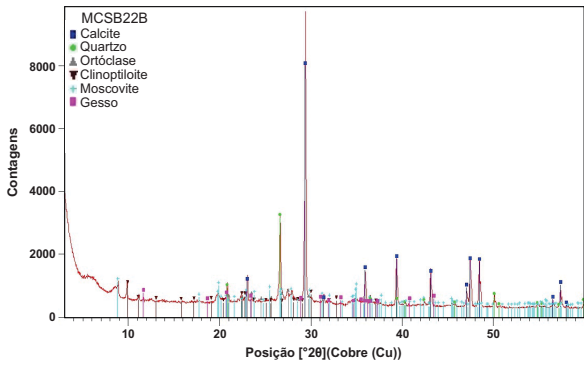
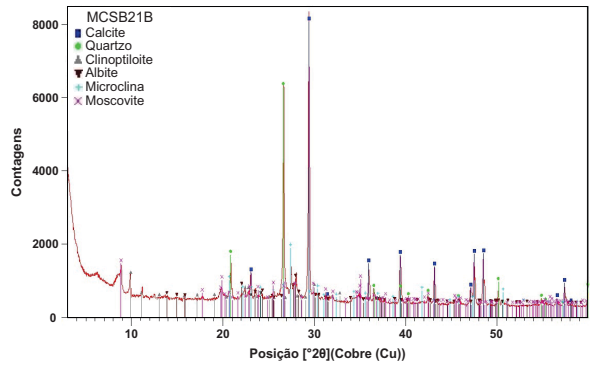
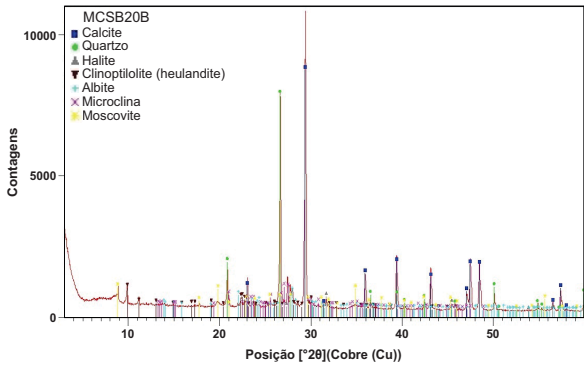
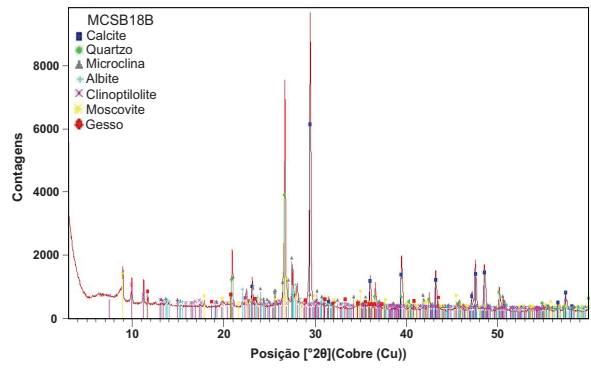
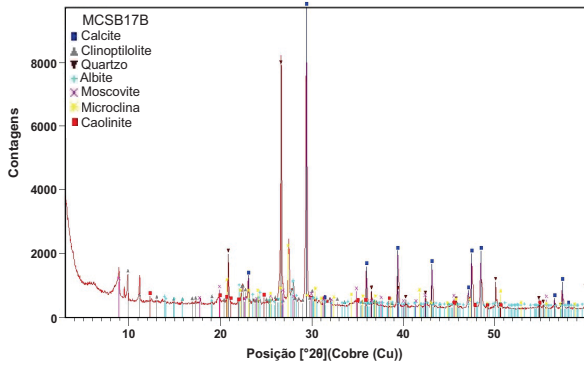
- organic matter characterization and hydrocarbon potential of Middle Miocene sediments from northeastern Bulgaria (Varna-Balchik Depression). *Geologica Carpathica*, 66 (5), 409-426. DOI: 10.1515/geoca-2015-0034
- Zembrano, E. R. N., Oliveira, O. M. C., Ribeiro, H. J. P. S. (2017). Caracterização geoquímica com indícios paleoambientais de folhelhos da Formação Pimenteiras, Estado do Tocantins, Bacia do Parnaíba, Brasil. *Geol. USP, Sér. cient.*, 17 (3), 6-78. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v17-395
- Zhang, Y., Lu, X., Ji, X. (2019). Carbon Dioxide Capture. In: Ramón, D. J., Guillena, G. (Eds.), *Deep Eutectic Solvents: Synthesis, Properties, and Applications. Wiley-VCH*, p. 297-320. DOI: 10.1002/9783527818488.ch15.
- Zhang, Z. (2016). Comparisons of various absorbent effects on carbon dioxide capture in membrane gas absorption (MGA) process. *J. Nat. Gas Sci. Eng.*, 31, 589-595. DOI: 10.1016/j.jngse.2016.03.052
- Zhang, Z., Huisingh, D. (2017). Carbon dioxide storage schemes: technology, assessment and deployment. *Journal of Cleaner Production*, 142, 1055-1064. DOI: 10.1016/j.jclepro.2016.06.199
- Zou, J., Rezaee, R., Xie, Q., You, L., Liu, K., Saeedi, A. (2018). Investigation of moisture effect on methane adsorption capacity of shale samples. *Fuel*, 232, 323-332. DOI: 10.1016/j.fuel.2018.05.167

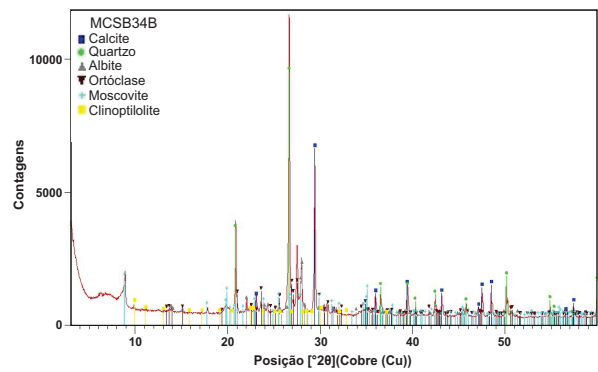
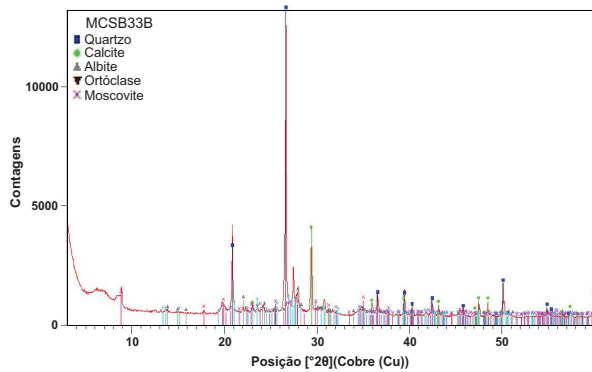
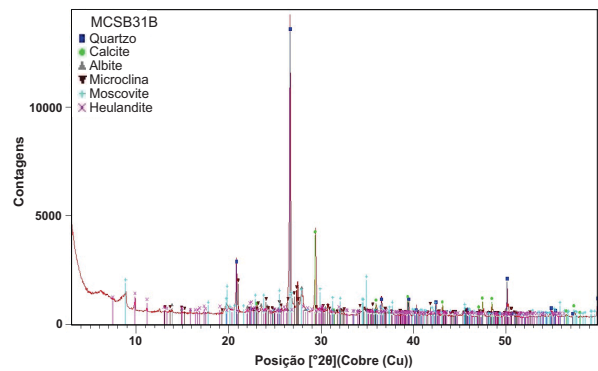
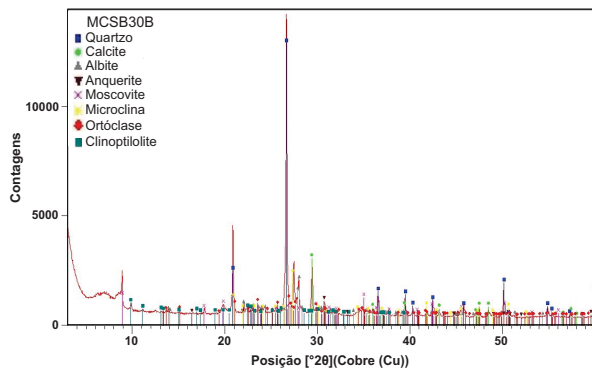
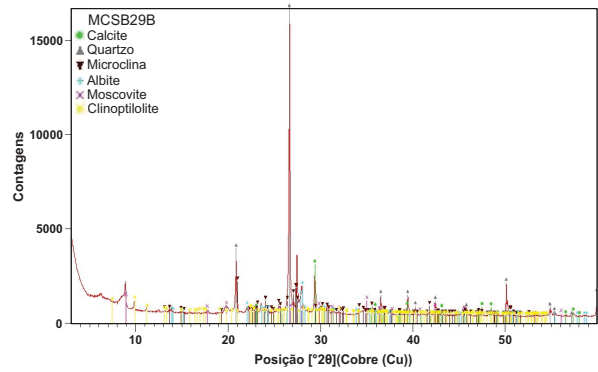
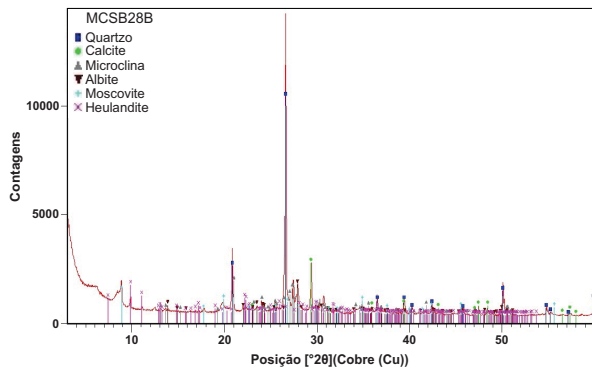
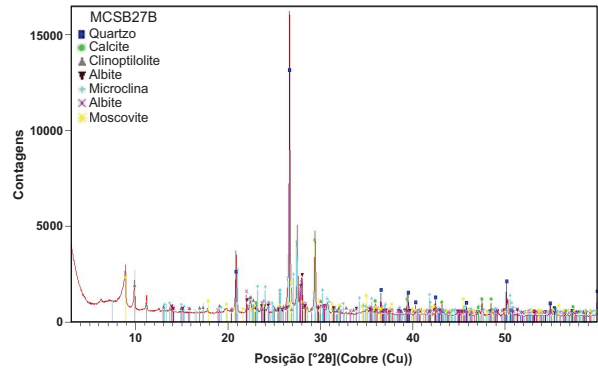
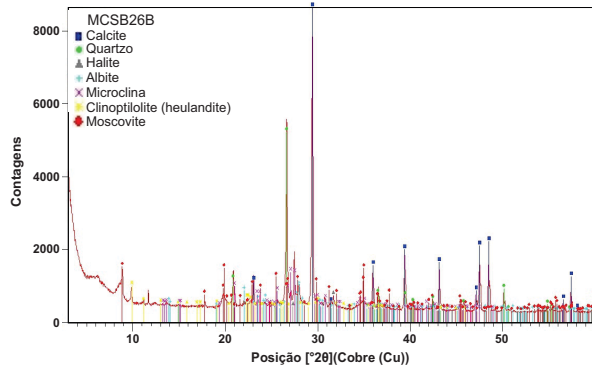
ANEXO A

Difratogramas de raios-X da Formação Cunga (Bacia do Kwanza): Região de Cabo de São Brás, Angola.









ANEXO B

Dados dos Ensaio das Isotérmicas de Sorção da Formação Cunga (Bacia do Kwanza): Região de Cabo de São Brás, Angola.

Amostra	T (°C)	mi (seco ao ar) (g)
MCSB1B	35	101,68

INCREMENTOS NA ADSORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	0,7205	10,450132	3,0309	43,960174	6,3678	92,358571	2,8366	41,142046
2	3,0201	43,80353	7,6037	110,28406	14,1312	204,95892	7,4194	107,61098
3	7,5996	110,2246	14,5306	210,75182	23,9966	348,04669	14,3072	207,51163
4	14,4654	209,80616	24,6528	357,56421	37,8238	548,5964	24,4389	354,46181
5	24,5701	356,36473	34,8187	505,01042	46,9737	681,30654	34,6061	501,92687
6	34,6848	503,06834	40,7362	590,83784	48,1267	698,02966	40,5298	587,84422
7	0	0	0	0	0	0	0	0

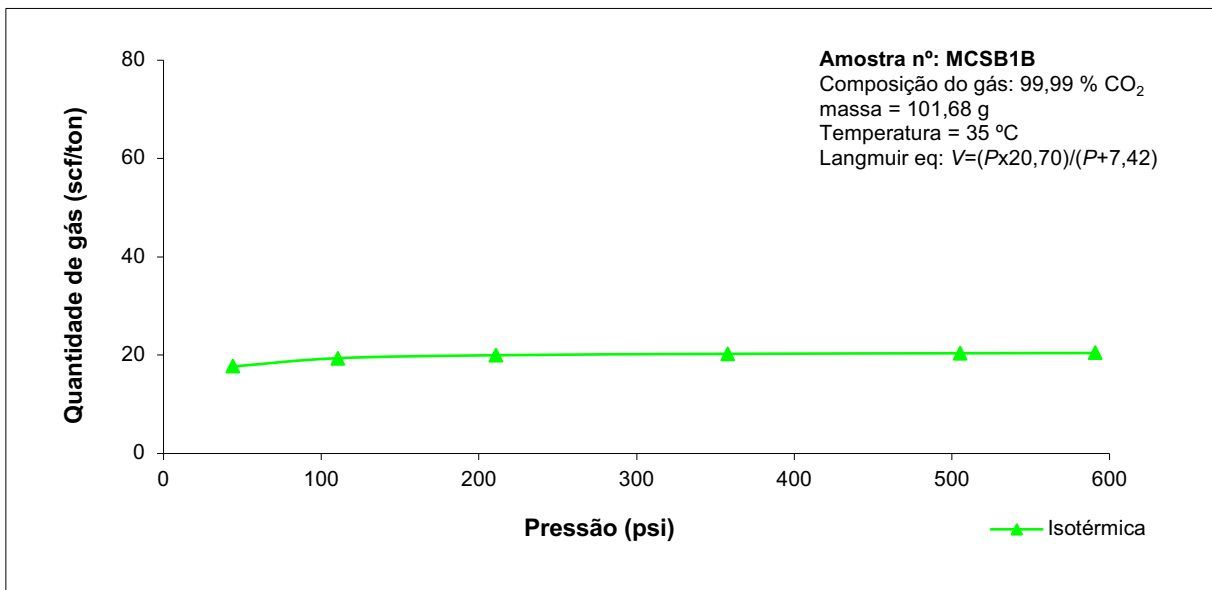
INCREMENTOS NA DESORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	40,7328	590,78853	38,501	558,4185	35,1448	509,74018	38,2993	555,49305
2	38,4497	557,67445	34,7022	503,32071	28,686	416,06174	34,5096	500,52724
3	34,6401	502,42001	29,3753	426,05935	21,0307	305,02927	29,1739	423,13825
4	29,3467	425,64454	23,1252	335,4079	12,6235	183,09124	22,9367	332,6739
5	23,1297	335,47317	18,0009	261,08505	9,3792	136,03592	17,7907	258,03631
6	17,9973	261,03284	12,8384	186,20815	4,1251	59,83045	12,6319	183,21308
7	12,8362	186,17624	8,4493	122,54865	1,0547	15,297369	8,2492	119,6464

Amostra
MCSB1B

CÁLCULO DA ISOTÉRMICA

<i>P (psi)</i>	<i>V_L</i>	<i>P_L</i>	<i>V (scf/ton)</i>
43,9601736	20,696179	7,42202232	17,70667063
110,284065	20,696179	7,42202232	19,39116996
210,751822	20,696179	7,42202232	19,99211883
357,564211	20,696179	7,42202232	20,2753206
505,010425	20,696179	7,42202232	20,39641748
590,837845	20,696179	7,42202232	20,43942179

CURVA DA ISOTÉRMICA



Amostra	T (°C)	mi (seco ao ar) (g)
MCSB8B	35	100,28

INCREMENTOS NA ADSORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	0,6195	8,985228	3,0365	44,041396	6,6222	96,048389	2,8387	41,172505
2	3,0257	43,884753	7,6075	110,33918	14,3668	208,37607	7,4021	107,36006
3	7,5774	109,90261	14,0404	203,64196	23,1454	335,70088	13,8342	200,65124
4	13,9529	202,37286	24,2925	352,33842	37,6671	546,32362	24,0902	349,40426
5	24,2291	351,41887	32,6613	473,7195	43,1177	625,37912	32,4588	470,78244
6	32,5624	472,28505	40,3054	584,58952	49,6069	719,49848	40,1015	581,63216

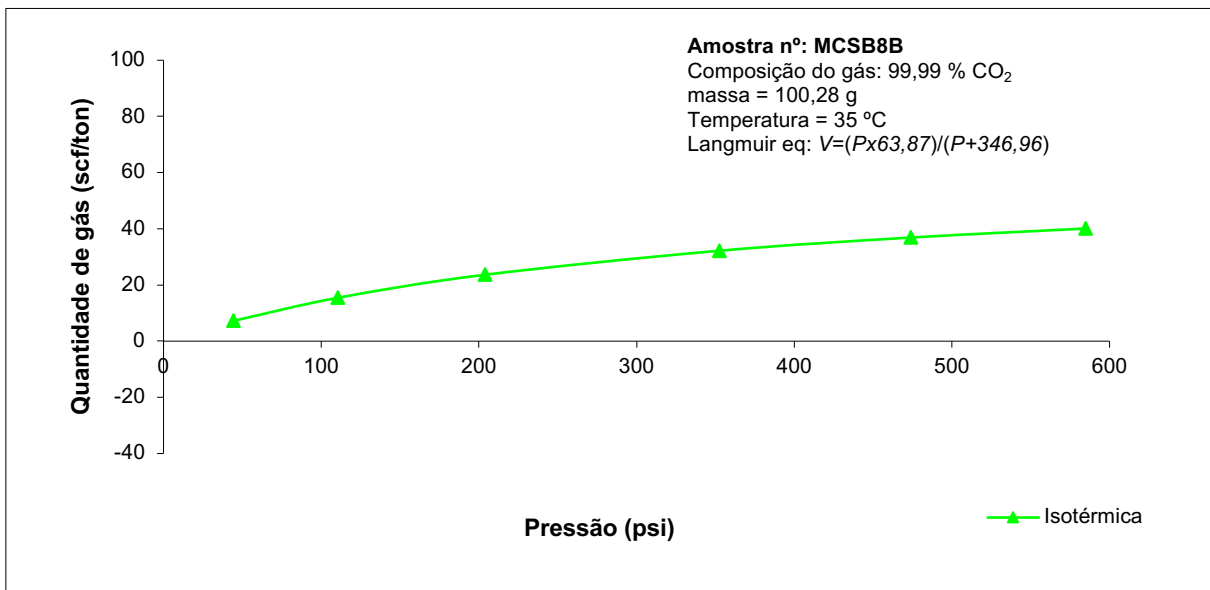
INCREMENTOS NA DESORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	40,2047	583,12897	38,3583	556,34878	35,5975	516,30614	38,1522	553,35951
2	38,3433	556,13122	34,5345	500,88839	28,3719	411,50604	34,3305	497,92957
3	34,3611	498,37339	29,1061	422,15487	20,6439	299,41913	28,9209	419,46873
4	29,0791	421,76327	22,7692	330,24448	12,2101	177,09529	22,5891	327,63231
5	22,7851	330,47509	17,7041	256,78027	9,1629	132,8987	17,5027	253,85916
6	17,7031	256,76576	12,6648	183,69026	4,1048	59,536019	12,4637	180,7735
7	12,6679	183,73522	8,3515	121,13016	1,0635	15,425004	8,1558	118,29172

Amostra
MCSB8B

CÁLCULO DA ISOTÉRMICA

<i>P (psi)</i>	<i>V_L</i>	<i>P_L</i>	<i>V (scf/ton)</i>
44,041396	63,874255	346,956155	7,194703266
110,33918	63,874255	346,956155	15,4119939
203,641962	63,874255	346,956155	23,62427001
352,33842	63,874255	346,956155	32,18293817
473,719495	63,874255	346,956155	36,87020543
584,589522	63,874255	346,956155	40,08415377

CURVA DA ISOTÉRMICA



Amostra	T (°C)	mi (seco ao ar) (g)
MCSB11B	35	100,19

INCREMENTOS NA ADSORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	0,6381	9,2550024	2,9015	42,083356	6,2777	91,051761	2,6992	39,149197
2	2,8638	41,536555	7,5878	110,05345	14,3909	208,72561	7,3973	107,29044
3	7,5449	109,43123	14,0504	203,787	23,0257	333,96475	13,8518	200,90651
4	13,9696	202,61508	24,5304	355,78892	37,8709	549,27953	24,3419	353,05492
5	24,3992	353,886	32,7605	475,15829	43,1624	626,02745	32,5732	472,44169
6	32,6209	473,13353	41,8135	606,463	52,8247	766,16945	41,6172	603,61587

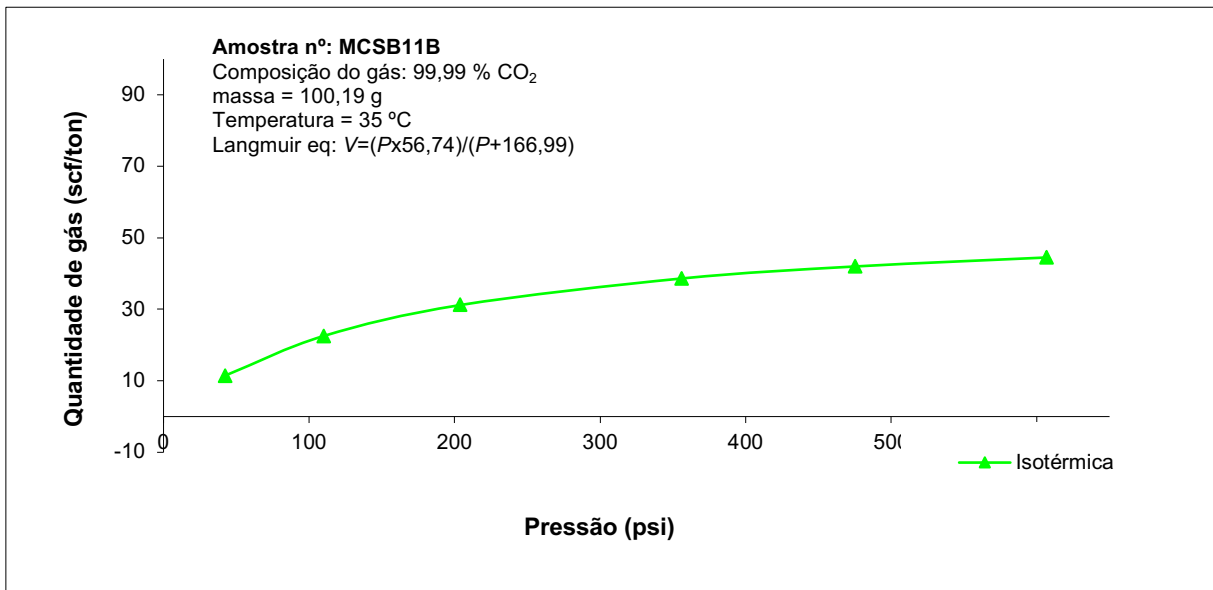
INCREMENTOS NA DESORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	41,5634	602,83555	39,0623	566,5596	35,3477	512,68304	38,8719	563,79804
2	39,0894	566,95266	34,7041	503,34827	27,5868	400,11895	34,5135	500,5838
3	34,6051	501,91237	29,3596	425,83164	20,5366	297,86285	29,1822	423,25863
4	29,3052	425,04262	23,4787	340,53506	13,5131	195,994	23,3054	338,02152
5	23,4422	340,00567	18,5237	268,66774	10,3491	150,10335	18,3302	265,86122
6	18,5291	268,74607	13,5715	196,84104	5,2138	75,620955	13,3839	194,12009
7	13,5601	196,67569	8,9402	129,66866	1,1402	16,537461	8,7574	127,01733

Amostra
MCSB11B

CÁLCULO DA ISOTÉRMICA

<i>P (psi)</i>	<i>V_L (sfc/ton)</i>	<i>P_L (psi)</i>	<i>V (sfc/ton)</i>
42,083356	56,739849	166,996785	11,42051677
110,053451	56,739849	166,996785	22,5389311
203,787002	56,739849	166,996785	31,18486862
355,788922	56,739849	166,996785	38,61507572
475,158292	56,739849	166,996785	41,98426619
606,463004	56,739849	166,996785	44,48921547

CURVA DA ISOTÉRMICA



Amostra	T (°C)	mi (seco ao ar) (g)
MCSB17B	35	100,65

INCREMENTOS NA ADSORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	0,7776	11,27831	3,1556	45,768822	6,6096	95,865638	2,9763	43,168255
2	3,1533	45,735463	7,8321	113,59678	14,5265	210,69236	7,6504	110,9614
3	7,8216	113,44449	14,4165	209,09692	23,5001	340,84545	14,1989	205,94085
4	14,3534	208,18171	24,9376	361,69495	38,3261	555,88175	24,7472	358,93339
5	24,8159	359,92981	32,8856	476,97274	43,4012	629,491	32,6923	474,16912
6	32,6556	473,63682	42,0332	609,64953	53,0868	769,97095	41,8387	606,8285

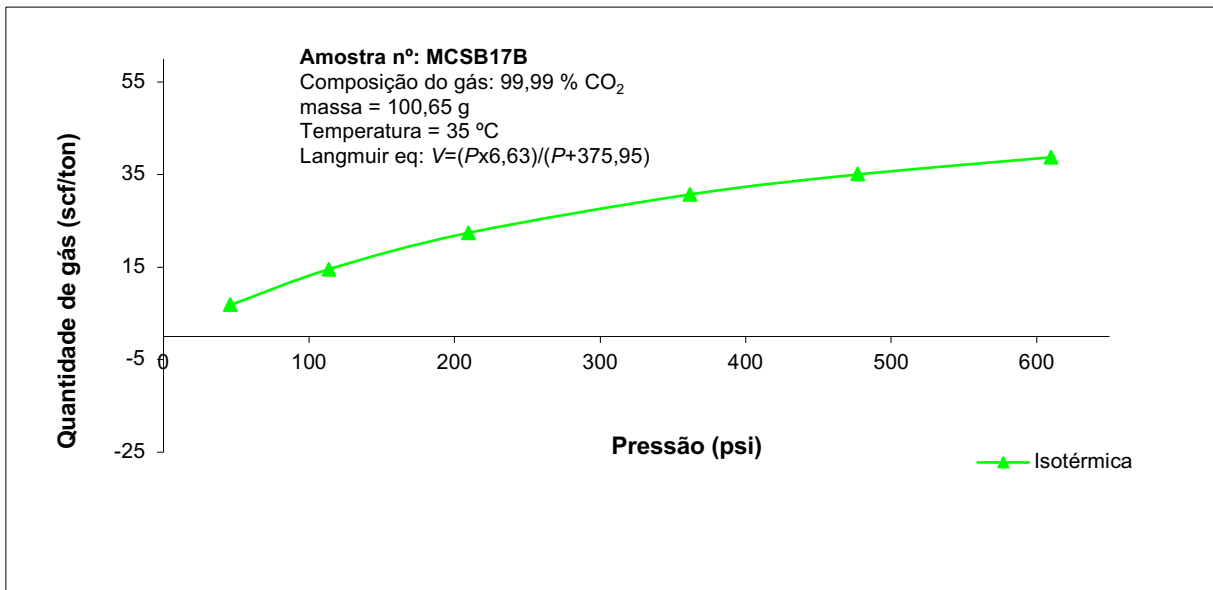
INCREMENTOS NA DESORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	41,8662	607,22736	39,5073	573,01388	35,6201	516,63393	39,3395	570,58011
2	39,4475	572,14654	35,0316	508,09833	27,6873	401,5766	34,8635	505,6602
3	34,997	507,59649	29,7227	431,09804	20,7698	301,24518	29,5262	428,248
4	29,6484	430,02039	23,7146	343,95656	13,5115	195,9708	23,5455	341,50393
5	23,7185	344,01312	18,7622	272,12695	10,3351	149,90029	18,5737	269,39294
6	18,7656	272,17626	13,6863	198,5061	5,1148	74,185059	13,4999	195,80255
7	13,7004	198,7106	9,014	130,73906	1,0959	15,894934	8,8104	127,78604

Amostra
MCSB17B

CÁLCULO DA ISOTÉRMICA

<i>P (psi)</i>	<i>V_L (sfc/ton)</i>	<i>P_L (psi)</i>	<i>V (sfc/ton)</i>
45,7688224	62,628416	375,945026	6,797094455
113,596778	62,628416	375,945026	14,53274523
209,096916	62,628416	375,945026	22,38370918
361,69495	62,628416	375,945026	30,70926552
476,972742	62,628416	375,945026	35,02336162
609,649533	62,628416	375,945026	38,73944345

CURVA DA ISOTÉRMICA



Amostra	T (°C)	mi (seco ao ar) (g)
MCSB25B	35	100,70

INCREMENTOS NA ADSORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	0,7044	10,216618	3,0842	44,733237	6,6065	95,820676	2,8788	41,754115
2	3,0529	44,279262	8,0175	116,28582	15,1173	219,26132	7,8273	113,52716
3	7,9445	115,22703	14,2327	206,43108	23,0945	334,96263	14,0278	203,45921
4	14,147	205,18809	24,7967	359,65134	38,1653	553,54951	24,6128	356,98405
5	24,6783	357,93406	32,8927	477,07572	43,0646	624,60896	32,6996	474,275
6	32,5987	472,81154	42,9532	622,99321	54,35655	788,3874	42,7463	619,99234

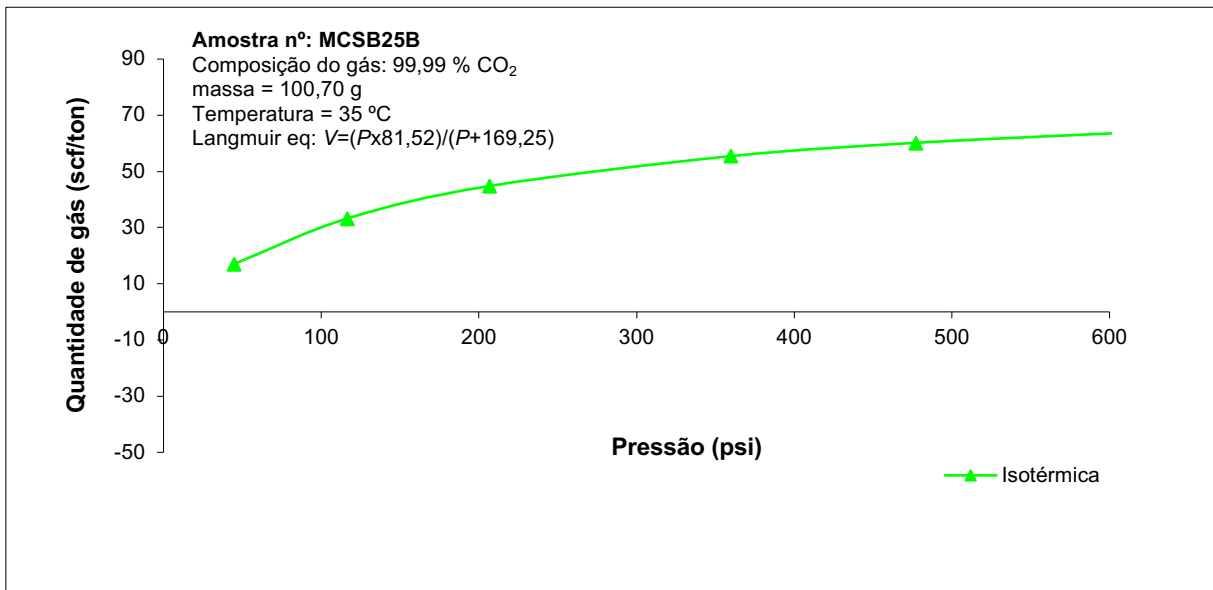
INCREMENTOS NA DESORÇÃO								
Intervalos	Pi C. A. (bar)	Pi C. A. (psi)	Pf C. A. (bar)	Pf C. A. (psi)	Pi C. R. (bar)	Pi C. R. (psi)	Pf C. R. (bar)	Pf C. R. (psi)
1	42,4973	616,38084	40,2788	584,20372	36,5718	530,43739	40,0836	581,37253
2	40,1571	582,43858	36,0036	522,19621	29,2284	423,92871	35,8194	519,52458
3	35,5408	515,48376	30,0815	436,30208	21,2126	307,66755	29,9092	433,80304
4	30,1103	436,71979	23,7089	343,87389	13,0191	188,82903	23,5386	341,40385
5	23,7282	344,15381	18,7352	271,73534	10,3245	149,74655	18,5086	268,44873
6	18,7161	271,45831	13,6806	198,42342	5,1838	75,185835	13,4906	195,66766
7	13,6785	198,39296	8,9458	129,74988	0,9433	13,681623	8,7631	127,1

Amostra
MCSB25B

CÁLCULO DA ISOTÉRMICA

<i>P</i> (psi)	<i>V_L</i> (sfc/ton)	<i>P_L</i> (psi)	<i>V</i> (sfc/ton)
44,7332368	81,524273	169,25387	17,04235681
116,28582	81,524273	169,25387	33,20069789
206,431081	81,524273	169,25387	44,79589571
359,651337	81,524273	169,25387	55,43585797
477,075721	81,524273	169,25387	60,17556997
622,993213	81,524273	169,25387	64,10761256

CURVA DA ISOTÉRMICA



ANEXO C

Artigo para submissão: ASTER image processing contribution to the mineral mapping of rocks in Cabo de São Brás, Kwanza Basin, Angola.

Neste artigo o autor **Moisés Samuel João Bota Cacama** contribuiu nos seguintes aspetos: etapas de campo, processamento digital das imagens de deteção remota, análise das imagens, interpretação dos resultados, redação e revisão do artigo.

Original Paper

ASTER image processing contribution to the mineral mapping of rocks in Cabo de São Brás, Kwanza Basin, Angola

Moisés Samuel João Bota Cacama,^{1,7} Cristina Fernanda Alves Rodrigues,² Maria Alzira Pimenta Dinis,² Pedro Claude Nsungani,³ Luís Vítor Duarte,⁴ Zélia Pereira,⁵ Márcia Mendes,⁶ and Manuel João Lemos de Sousa²

¹ University Fernando Pessoa (UFP), Praça 9 de Abril, 349, 4249-004, Porto, Portugal.

² UFP Energy, Environment and Health Research Unit (FP-ENAS), University Fernando Pessoa (UFP), Praça 9 de Abril 349, 4249-004 Porto, Portugal.

³ Departamento de Geologia, Universidade Agostinho Neto, Avenida 4 de Fevereiro, nº 71, Luanda, Angola.

⁴ Universidade de Coimbra, MARE, Polo II, Coimbra, Portugal.

⁵ Laboratório Nacional de Energia e Geologia, LNEG, Rua da Amieira, Ap. 1089, 4466-901 S. Mamede de Infesta, Portugal.

⁶ Laboratório Nacional de Energia e Geologia, LNEG, Bairro da Val d'Oca. Ap. 14, 7601-909 Aljustrel, Portugal.

⁷ To whom correspondence should be addressed; e-mail: 36222@ufp.edu.pt.

ABSTRACT

The use of the digital image processing of the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) sensor, integrated with field data, has proven to be an important tool to support the geology characterization, mainly in the optimization of mineral mapping in large and inhospitable areas in a short period of time. However, the use of ASTER digital image processing integrated with field and geochemistry data has demonstrated to be useful for mineralogical identification at regional scales. The present study aims to identify the mineralogical patterns of rocks in the Cabo de São Brás region (Kwanza Basin, Angola) based on spectral data from the ASTER sensor bands. Spectral angle mapper (SAM) and principal component analysis (PCA) techniques were used. The investigation resulted in the mineral identification of calcite, kaolinite, muscovite and illite in the short-wave infrared region, while the bands of the thermal infrared region allowed to identify quartz. The outcomes of these methods were validated with field data and X-ray diffraction (XRD) analyzes. Field samples submitted to XRD indicate that the rocks in the region are mainly represented by two mineral phases, calcite and quartz. This study allowed to conclude that both SAM and PCA techniques, as well as the field data and XRD analyzes presented concordant results in relation to the analyzed minerals in the study area. This approach can be applied in the assessment of the existing geological map and in the recognition of regions that need more refined strategic mapping or even more detailed investigation.

KEY WORDS: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection (ASTER), Spectral angle mapper (SAM), Principal component analysis (PCA), X-ray diffraction (XRD).

ANEXO D

Artigo publicado: Pereira, Z., Mendes, M., Rodrigues, C., Mulanda, N., **Cacama, M.**, Nsungani, P. C. (2021). Dinoflagellate cyst assemblages of the Cunga - Quifangondo cenozoic formations in the Cabo São Brás section, Kwanza Basin (Angola): towards a first stratigraphic and paleoenvironmental interpretation. *Revue de Micropaléontologie*. DOI: 10.1016/j.revmic.2021.100516

Neste artigo o autor **Cacama, M.** contribuiu nos seguintes aspetos: etapas de campo para a recolha de amostras para a utilização nas análises de palinologia e revisão do artigo.



Contents lists available at ScienceDirect

Revue de micropaléontologie

journal homepage: www.elsevier.com/locate/revmic



Research paper

Dinoflagellate cyst assemblages of the Cunga - Quifangondo cenozoic formations in the Cabo São Brás section, Kwanza Basin (Angola): towards a first stratigraphic and paleoenvironmental interpretation



Z. Pereira^{a,*}, M. Mendes^b, C. Rodrigues^{c,d}, N. Mulanda^d, M. Cacama^c, P.C. Nsungani^d

^a Laboratório Nacional de Energia e Geologia, LNEG, Rua da Amieira, Ap. 1089, 4466-901 S. Mamede de Infesta, Portugal

^b Laboratório Nacional de Energia e Geologia, LNEG, Bairro da Val d'Oca, Ap. 14, 7601-909 Ajustrel, Portugal

^c FP-ENAS, Universidade Fernando Pessoa, Praça de 9 de Abril 349, 4249-004, Porto, Portugal

^d Departamento de Geologia, Universidade Agostinho Neto, Avenida 4 de Fevereiro n° 71, Luanda, Angola

ARTICLE INFO

KEYWORDS:

Marine palynology
Dinoflagellate cysts
Biostratigraphy
Eocene-Miocene
Cabo São Brás section
Kwanza Basin
Angola

ABSTRACT

This work introduces one of the first palynostratigraphic study conducted on formations from the Eocene and overlying lowermost Miocene successions (Cunga and Quifangondo formations) exposed in the Onshore Kwanza Basin, Angola.

To improve the Cunga and Quifangondo formations age, new biostratigraphic correlations and palaeoenvironmental interpretations based on qualitative and quantitative analyses of organic walled dinoflagellate cysts from sedimentary rocks sampled in the Cabo de São Brás section were obtained.

Those works have revealed that the Cunga Formation could be assigned to a middle Eocene - early Oligocene age, with a palynomorph signature typical of outer neritic to oceanic environments (dominance of dinocysts with microforaminiferal linings and radiolarian pyritized fragments).

The lower Quifangondo Formation could be assigned to late Oligocene (latest Chattian) - early Miocene (Aquitania) ages. This assumption is based on the first occurrence of *Ectosphaeropsis burdigalensis*, and the last occurrence of *Deflandrea* spp. and *Chiropteridium galea*. Additionally, the *Chiropteridium*, *Distatodinium*, *Homotryblum*, *Hystrichokolpoma* and *Lingulodinium* acme endorses a latest Chattian-early Aquitania age to these samples. The palynomorph signature of this unit reflects an outer neritic environment.

The latest Oligocene/early Miocene Quifangondo Formation overlaps unconformably on strata of the middle Eocene to early Oligocene Cunga Formation, pointing out a hiatus between the two units.