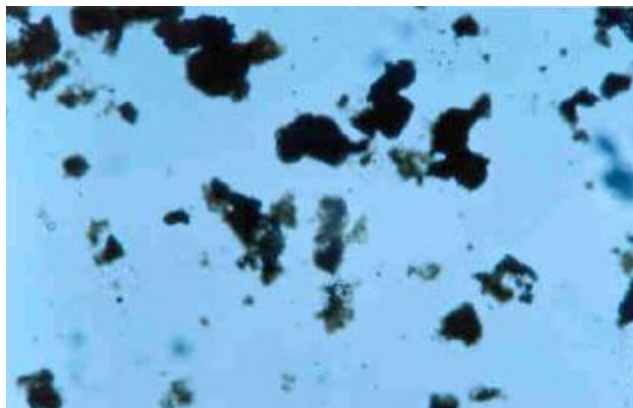




**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**CCMN – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**ESTAGIO DE CAMPO IV**

**CARACTERIZAÇÃO ORGANOPETROGRÁFICA E  
ORGANOGEOQUÍMICA DE UMA SEÇÃO SEDIMENTAR DA  
FORMAÇÃO PONTA GROSSA, DEVONIANO BACIA DO PARANÁ**



**Aluno:** *Carlos de Jesus Figueira Sebastião*  
**Orientador:** *Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho*

**Março/2003**

Dedico este trabalho:

A minha mãe, Maria Carlota Figueira Balança  
e irmã Ana Gaston.

“A coragem é o ponto extremo para alcançarmos”  
nossos objetivos.”

*(Carlos de Jesus F. Sebastião)*

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar quero agradecer ao senhor todo poderoso deste universo “Deus” .

Agradeço ao meu Orientador Prof.Dr. João Graciano Mendonça Filho por ter me recebido de Braços abertos e aceitar-me como seu orientando e ter toda paciência e dedicação até o desfecho deste trabalho.

Ao Prof. Cláudio Limeira Melo em ajudar-me a superar as primeiras dificuldades encontradas na faculdade e ajudou-me a minimiza-la.

A todos meus colegas de turma, por atravessamos uma estrada longa que parecia ser infinita e no meio dela muitos obstáculos com tristezas e alegrias.

Aos colegas Igor, Denize , Ana Paula , Madalena. Contribuíram para superar algumas pequenas dificuldades no transcorrer deste trabalho.

Ao funcionário da secretaria da graduação, Walgenor por ser um camarada, sempre me atendeu com dedicação e alegria em todos os períodos que atravessei.

Ao instituto de Geociências, curso de Geologia e todos os professores que contribuíram de coração e por me terem dado toda esta alegria eterna em me tornar um Geólogo.

A minha mãe, a razão deste acontecimento e de ter a maior paciência em esperar a conclusão da graduação.

Minha irmã Ana Gaston por ajudar-me a todo custo e acreditar em mim.

Aos meus sobrinhos: Tchetcher, Filó, Elvim. Vivaldo. Maiores emoções de minha vida.

A minha noiva Elaine Castro Ramos que sempre esteve ao meu lado na distância de toda minha família .

Ao meu grande amigo Nuno Bravo, irmão não de sangue mas de afeto e coração mesmo na distância sempre me incentivou e apoiou aos meus estudos.

A todos aqueles que são considerados meus amigos e amigas e me ajudaram direto e indiretamente obrigado. Obrigado toda minha família sem exceção. Obrigado a todos que sempre acreditaram em mi aquele abraço.

## Sumário

<u>Dedicatória</u>	<u>I</u>
<u>Versos</u>	<u>II</u>
<u>Agradecimento</u>	<u>III</u>
<u>Sumário</u>	<u>IV</u>
<u>Lista de Figuras</u>	<u>VII</u>
<u>Lista de tabela</u>	<u>VIII</u>
<u>Resumo</u>	<u>IX</u>
<b>I INTRODUÇÃO</b>	<b>10</b>
<b>I.1 BACIA DO PARANÁ</b>	<b>11</b>
<b>I.2 POSICIONAMENTO ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICO DA BACIA DO PARANÁ.</b>	<b>14</b>
<b>I. 3 SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL DA BACIA DO PARANÁ.</b>	<b>16</b>
<b>I. 4 FORMAÇÃO PONTA GROSSA</b>	<b>19</b>
<b>II. ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>21</b>
<b>II.1 PERFIL LITOLÓGICO</b>	<b>21</b>
<b>II.2 AMOSTRAgem E DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS</b>	<b>23</b>
<b>III. METODOLOGIA</b>	<b>25</b>
<b>III.1. MICROSCOPIA EM LUZ BRANCA TRANSMITIDA</b>	<b>25</b>
III.1.1 COMPOSIÇÃO ORGÂNICA	
25	
III.1.3 ÍNDICE DE COLORAÇÃO DE ESPOROS (ICE)	
31	
<b>III.2 GEOQUÍMICA ORGÂNICA</b>	<b>33</b>
III.2.1 CARBONO ORGÂNICO TOTAL-COT	33

III.2.2 PIRÓLISE ROCK-EVAL	
35III.3 PROCEDIMENTO ANALÍTICO	37
III.3.1 AMOSTRAGEM	38
III.3.2 MÉTODOS ÓPTICOS	
38	
III.3.3 MÉTODOS GEOQUÍMICOS	41
<b>IV. RESULTADOS OBTIDOS</b>	<b>43</b>
<b>IV.1 DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS</b>	<b>43</b>
<b>IV. 2 PETROGRAFIA ORGÂNICA</b>	<b>43</b>
IV.2.1 COMPOSIÇÃO ORGÂNICA	43
<b>IV.3 MATURAÇÃO TÉRMICA</b>	<b>45</b>
IV.3.1 DETERMINAÇÃO DO ÍNDICE DE COLORAÇÃO DE ESPOROS (ICE)	45
<b>IV.4 GEOQUÍMICA ORGÂNICA</b>	<b>45</b>
V.4.1 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)	45
<b>IV.2 PIRÓLISE ROCK-EVAL</b>	<b>48</b>
<b>V. CONCLUSÃO</b>	<b>51</b>
<b>V.1 QUANTIDADE E QUALIDADE DA MATÉRIA ORGÂNICA</b>	<b>51</b>
<b>V.2 MATURAÇÃO TERMICA</b>	<b>51</b>
<b>V.3 POTENCIALIDADE PARA GERAÇÃO DE HIDROCARBONETO</b>	<b>52</b>
<b>VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>54</b>
<b>VII ESTAMPAS</b>	<b>60</b>
Estampa 1	61
Estampa 2	62
Estampa 3	64

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da Bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1990) .....**Erro!**

**Indicador não definido.**

Figura 2: Mapa de Feições Estruturais da Bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1990)

.....**Erro! Indicador não definido.**

Figura 3: Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 1994) .....**Erro!**

**Indicador não definido.**

Figura 4: Mapa de Localização do Poço 9-PPG-5-PR.**Erro! Indicador não**

**definido.**

Figura 5: Perfil Litológico do Poço 9-PPG-5-PR. ....**Erro! Indicador não definido.**

Figura 6: Diagrama de Van Krevelen (H/C x O/C) (Tissot e Welte , 1978) .....**Erro!**

**Indicador não definido.**

Figura 7: Relação Entre o tempo (milhões de anos), temperatura (°C) e Maturação

(ICE e %Ro) (Barnard *et al.*, 1981). .....**Erro! Indicador não definido.**

Figura 8: Ciclo de análise e exemplo do registro obtido pelo método da Pirólise

Rock-Eval, Espitalié *et al.*, (1977), Tissot e Welte (1984).**Erro! Indicador não**

**definido.**

Figura 9: Correlação dos resultados de Carbono Orgânico Total-COT x Pirólise

de Rock-Eval IP/Índice de Produção, PG/Potncial de Geração, ICE/ Índice de

Coloração de Esporos, IH/ (Índice de Hidrogênio).....

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1: Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise Rock-Eval das amostras do poço 9-PPG-5-PR	44
Tabela 2: Composição Orgânica das amostras do poço 9-PPG-5-PR.	50



## RESUMO

---

Os folhelhos com as melhores características geoquímicas para a geração de hidrocarbonetos da Formação Ponta Grossa (Neo-devoniano) apresentam teores de hidrocarbonetos de até 2,6% e valor potencial gerador de hidrocarbonetos de até 6kg HC/ton. rocha.

A matéria orgânica dispersa presente numa seção sedimentar da Formação Ponta Grossa é analisada e discutida neste trabalho. Os dados referem-se a 23 amostras coletadas de um testemunho de sondagem no Estado do Paraná.

Os resultados apresentados neste trabalho foram interpretados em termos da quantidade, qualidade e estágio de evolução térmica da matéria orgânica contida nessas amostras, bem como o exame da potencialidade de geração de hidrocarbonetos e o índice de produção (razão de transformação) dessa sucessão sedimentar.

Foram realizadas análises petrográficas utilizando microscopia em luz branca transmitida. A análise microscópica revelou predominância de matéria orgânica amorfa, em relação à matéria orgânica lipitínica e lenhosa, na grande maioria das amostras.

Os parâmetros ópticos de maturação térmica (ICE) que foram obtidos pela análise microscópica em luz branca transmitida, indicaram um estágio avançado de evolução térmica para as amostras analisadas.

As análises organogeoquímicas (COT e pirólise Rock-Eval) exibem um conteúdo orgânico de baixo teores de carbono e S<sub>2</sub>, sugerindo um baixo potencial para geração de hidrocarbonetos.



## I INTRODUÇÃO

---

O presente trabalho tem como objetivo abordar as principais características petrográficas e organogeoquímicas da matéria orgânica presente em amostras de folhelhos e filitos de uma seção sedimentar da Formação Ponta Grossa, Devoniano da Bacia do Paraná no Estado do Paraná, com 74,9 m de profundidade.

As amostras analisadas foram coletadas de um testemunho de sondagem 9-PPG-5 PR, realizada pela PETROBRAS.

Foram realizadas análises microscópicas, composta pelo Índice de Coloração de Esporos (ICE), composição orgânica e análise geoquímica (Carbono Orgânico Total – COT e Pirólise Rock-Eval) de 23 amostras da Formação Ponta Grossa.

A interpretação dos dados foi realizada com base nos resultados pelos métodos acima descritos, visando o esclarecimento no tocante a quantidade, qualidade e estágio de evolução térmica da matéria orgânica, além da caracterização da potencialidade para geração de hidrocarbonetos e Índícios de óleo (IP) nessa sucessão sedimentar.

## I.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná, segundo Zalán *et al* (1990), é uma bacia intracratônica desenvolvida sobre crosta continental e preenchida com rochas sedimentares e vulcânicas que variam de idade do Ordoviciano ao Cretáceo. Situado na parte centro-leste do continente Sul-americano, de acordo com estes autores, a bacia se estende através de uma área de aproximadamente 1.400.00 km<sup>2</sup>, sendo que, destes, 1.100.000 km<sup>2</sup> localizam-se em território brasileiro e 300.000 km<sup>2</sup> no Paraguai, Uruguai e Argentina (figura I). Segundo Schneider *et al.*, (1974), trata-se de uma bacia intracratônica simétrica.

A Bacia do Paraná ocupa a parte meridional do Brasil, a metade oriental do Paraguai e a região mesopotânica da Argentina. Tem um formato alongado na direção NNE – SSW (1750Km de comprimento), com uma largura média de 900Km. A espessura máxima de rochas sedimentares e vulcânicas gira em torno de 6000m no centro geométrico da geometria da bacia. Dois terços da porção brasileira (734.000 Km<sup>2</sup>) são cobertos por derrames de lavas basálticas. Os diversos pacotes sedimentares podem ser observados pelos cinturões de afloramentos em torno de capa de lavas, que ocupam uma terço da Bacia.

De acordo com Zalán *et al.*, (1990) o conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a bacia do Paraná representam a superposição de pacotes depositados no mínimo em três ambiente tectônico diferentes. Atualmente a configuração da Bacia não retrata o que já foi um grande mar devido os limites que foram variado pelas dinâmicas das placas que conduziu a evolução do Gondwana.

Os limites atuais da bacia podem ser de mera natureza erosional ou de origem tectônica (grandes arcos ou soerguimentos).

A Bacia do Paraná tem ausência de vegetação densa, excelente afloramentos (várias escarpas). Economicamente a bacia do Paraná é extremamente pobre em recursos minerais. Registra-se ocorrência do carvão em depósitos deltaicos permiana, gemas em geodos das lavas, água de aquíferos,

depositos eólicos jurássico, além de umas poucas rochas carbonáticas permianas. Existem também umas certas produções de diamantes em alguns locais da bacia, há indício de óleo um afloramento.

Este vago conhecimento da Bacia do Paraná é uma variação genérica integrada da evolução geológica da entidade que presentemente constitui a Bacia do Paraná. O preenchimento sedimentar nele está impressos os registros dos ambientes sedimentares, as oscilações de nível do mar, discordância, as faces sedimentares. Deformação típica de bacias intracatônicas no que desempenha papel fundamental.



Figura 1: Mapa de localização da Bacia do Paraná (Zalán et al., 1990)

## I.2 POSICIONAMENTO ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICO DA BACIA DO PARANÁ.

Durante um longo tempo existiu na realidade um grande golfo, que adentrava em águas oceânicas, posteriormente individualizadas como uma bacia interior, podendo assumir que, a Bacia do Paraná tornou-se uma bacia intracratônica *strito senso*, em algum momento de sua história evolutiva sem, no entanto, ter se originado como tal. Zalán *et al.* (1990), já haviam percebido este fato ao afirmar que se sucederam temporalmente várias “Bacias do Paraná”.

A Bacia do Paraná é marcada por padrão estrutural de feições lineares, dividida em dois grupos principais, (figura 2), NO - SE, NE – SO. Os dois grupos de elementos tectônicos pertencem a zonas de fraqueza antigas, que foram ativadas durante a evolução da bacia.

O padrão atual de cada grupo é diferente. As falhas da direção NO foram fortemente reativadas durante a quebra do Gondwana, no Juro-Cretáceo, sendo considerado o mais forte dentre aqueles que afetaram a Bacia do Paraná, com isso, criaram-se outras lineações paralelas a esta direção, promovendo o condicionamento de milhares de corpos ígneos intrusivos e extrusivos, do mais volumoso derrame de lavas do planeta. O peso das lavas causou a terceira e importante fase de subsidência da bacia.

O padrão estrutural das zonas de falha NE é constituído por uma falha ou por uma zona de falha retilínea. Ocorrem em geral com ausência significativa de diques, e suas deformações estruturais associadas a movimentações transcorrentes, são comum ao longo dos lineamentos NE sendo também freqüentes ao longo dos lineamentos NO.

Tanto os lineamentos NO como NE influenciaram de forma considerável a sedimentação de várias unidades estratigráficas, embora cada uma o tivesse feito em épocas diversas. Com os trabalhos de campo foi possível determinar dois estilos estruturais: 1) deformações associadas a intrusões ígneas básicas; e 2) deformações associadas às reativações dos grandes lineamentos.

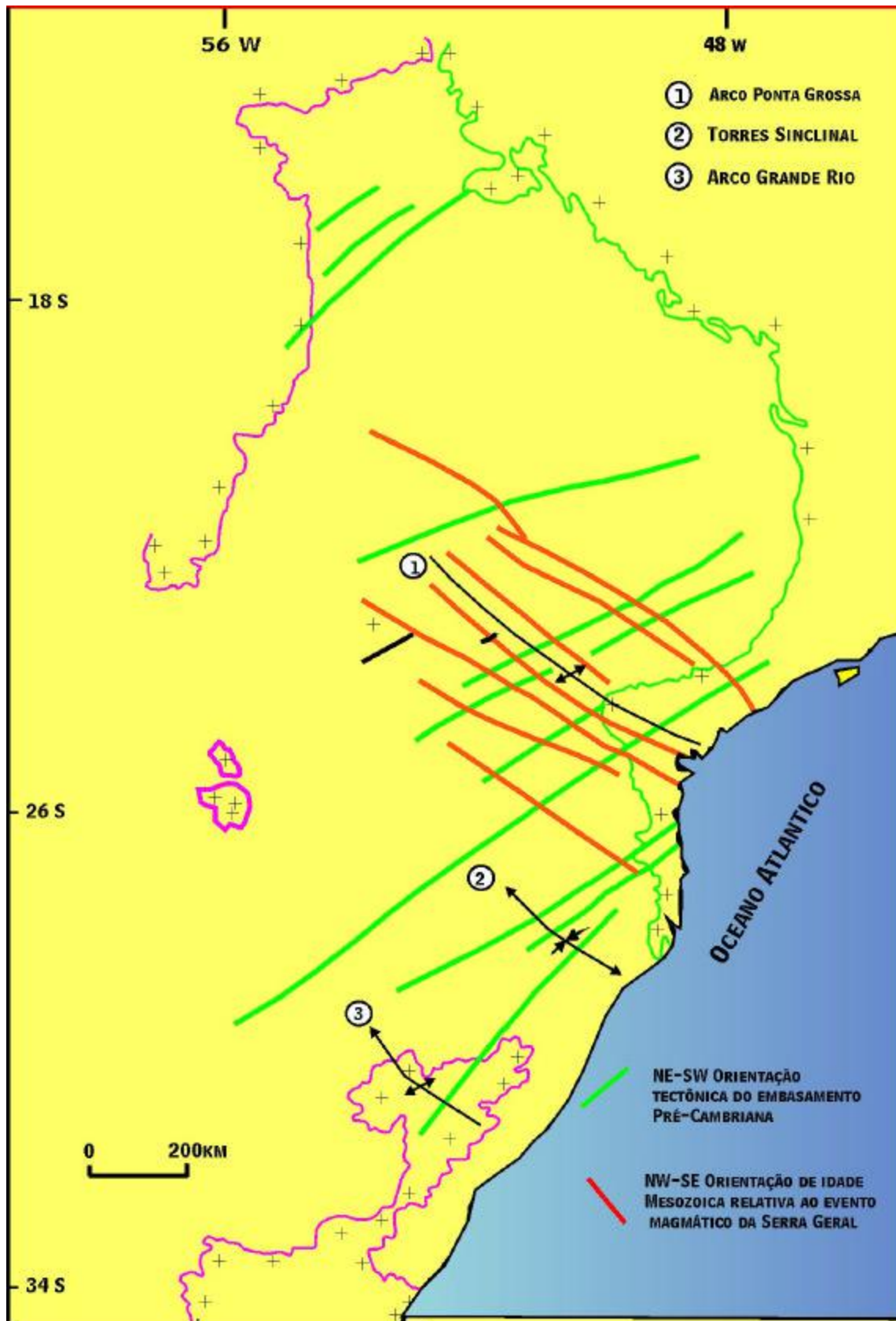


Figura 2: Malpa-de feições estruturais da Bacia do Paraná (Zalá et al., 1990)



### I. 3 SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL DA BACIA DO PARANÁ.

As três primeiras seqüências estratigráficas de idade paleozóica representam ciclos quase completos de transgressão-regressão marinha (Zalán *et al.*, 1987), (figura 3).

O pacote deposicional da Bacia do Paraná é composto por seis grandes seqüências deposicionais denominadas Ordovício-Siluriana, Devoniana, Carbonífera-eotriássica, neotriássicas, Jurássica-eocretáceo e neocretáceo. Tem como limites expressivas discordâncias regionais que, segundo (Milani *et al.* 1994), tem como seqüência mais antiga o Grupo Rio Ívai. Este, embora seja bem distribuído na bacia apresenta-se com seções incompletas e geometria reduzida. As formações Altas Garças na base, e Vila Maria no topo (pico de transgressão) correspondem ao Grupo Rio Ívai.

O final do ciclo Ordovício-Siluriano é marcado por um importante episódio regressivo, causando uma discordância sobre a qual se deposita o Grupo Paraná. Constituída pelas formações Furnas e Ponta Grossa, o Grupo Paraná é de idade entre devoniano-Neodevoniano. A Formação Furnas é de influência fluvial e a Formação Ponta Grossa é marcada por transgressão marinha. Schneider *et al.*, (1974), considera a Formação Ponta Grossa como sendo proveniente de águas marinhas rasas.

Por fatores climáticos e tectônicos, a Bacia do Paraná experimentou no Eocarbonífero episódios de maior instabilidade, inibindo a sedimentação, dando origem à discordância com o maior hiato na história da bacia Carbonífero, (Milani *et al.* 1994). As ausência de registros sedimentares são devidas às calotas de gelo que se formaram na época.

A seqüência carbonífera-eotriássica marca uma sedimentação de origem glacial, produto do degelo das calotas, favorecidas por áreas expostas a deglaciação. A seção basal dessa seqüência corresponde ao intervalo coincidente ao Grupo Itararé (na parte sul) e a Formação Aquidauana (na parte norte) marcado por discordância, a unidade basal do Grupo Itararé é a Formação Lagoa Azul, que, segundo (França e Potter, 1988), tem ocorrência restrita à região

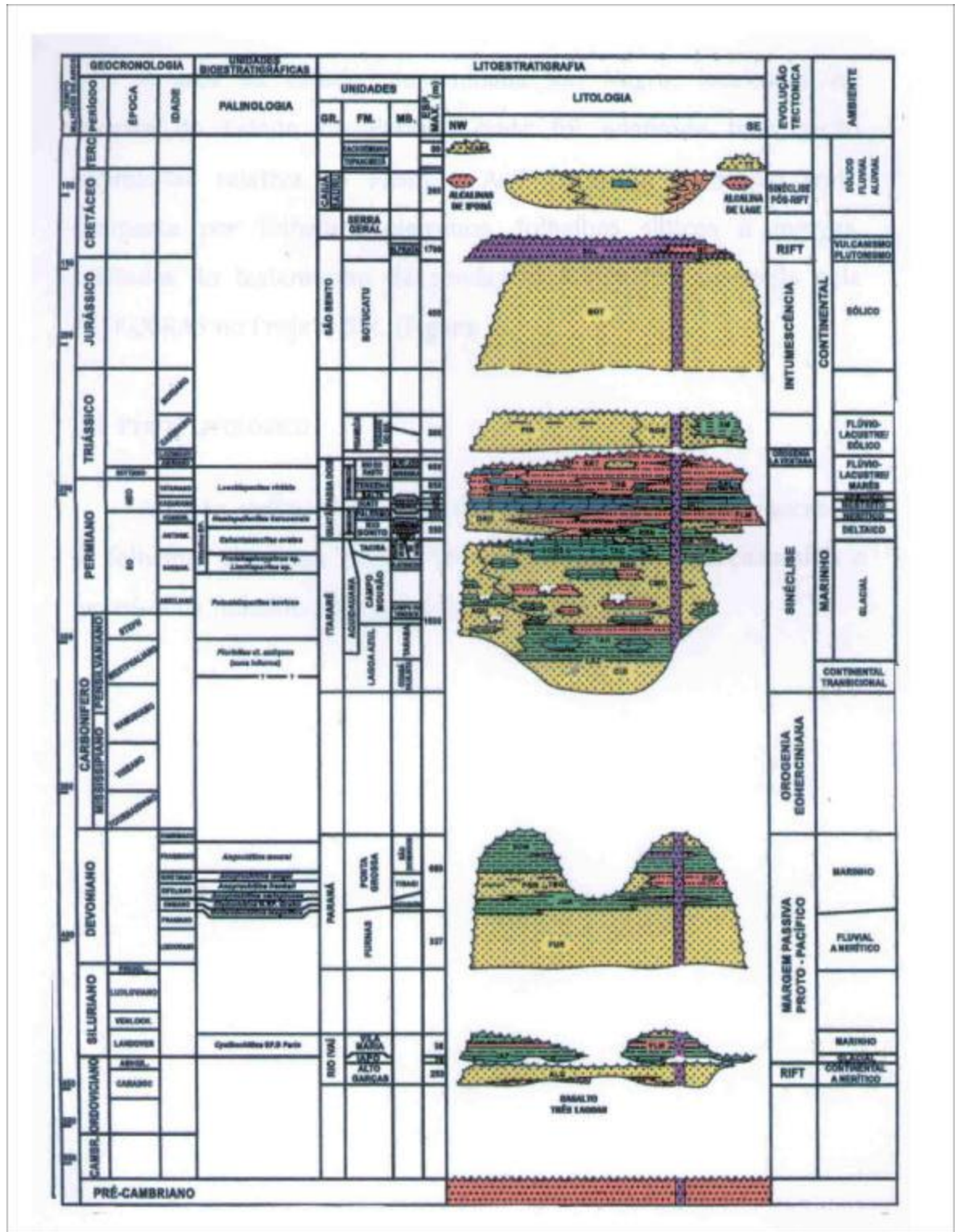


Figura 3: Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al., 1994)

centro-sul do Estado de São Paulo, Norte do Estado do Paraná e Sudeste do Estado do Mato Grosso do Sul, acima está a Formação Campo Mourão, com ampla distribuição na bacia, o topo do Grupo Itararé corresponde a Formação Tabaci. Em função do degelo, e conseqüentemente a subida do nível do mar, deu um caráter transgressivo a seqüência carbonífera – permiana.

Atividades na margem ativa cessaram o caráter transgressivo, sobre o qual se depositou o Grupo Guatá. O grupo tem como base a Formação Rio Bonito, e apresenta um contexto clássico de sedimentação deltáica, chegando à bacia através do seu flanco leste. Retomadas as condições transgressivas, depositou-se a Formação Palermo, em ambiente marinho raso. Durante o processo de deposição das formações, Rio Bonito e Palermo na Bacia do Paraná ocorre um pacote sedimentar cronocorrelato àqueles, denominado Formação Dourados, depositado sobre a Formação Aquidauana, e o seu topo passa gradativamente para a formação Irati.

A base do Grupo Passa Dois é a Formação Irati depositada em ambiente de mar restrito, progressivamente mais salino da base para o topo. Sobre a formação depositou-se a Formação Serra Alta, seguindo-se um pico regressivo de ampla magnitude. O final da seqüência Carbonífera-Triássica corresponde as formações Teresina ambiente de maré, e Rio do Rasto por avanço do sistema deltáica, neste período a bacia estava sendo submetida a uma progressiva continentalização, a seção Teresina - Rio Bonito tem espessura de 200 m com uma taxa de 120 m representando a maior taxa de sedimentação em bacia intracratônica (Cunha e França, 1993).

Durante o Mesotriássico, no sul do Gondwana deu-se um importante evento tectônico, influenciando as bacias situadas à margem do continente (Welte e Ransome, 1992), causando esforços compressionais continente adentro, em formas de movimentações positivas em alguns setores da bacia. A manifestação intraplaca da tectônica colisionais, é responsável pela superfície erosionais sobre a qual assentam-se as unidades Neotriássico (Milani, 1992).

As formações Pirambóia e Rosário Sul correspondem ao Grupo São Bento de ambiente flúvio-eólico estão associadas a lagos rasos e representam a seqüência neotriássicas.

O Jurássico é representado pela Formação Botucatu, caracterizado por campos de dunas. No Eocretáceo, sucedeu o mais volumoso episódio de extravasamento intracontinental de lavas do planeta, com a ruptura do Gondwana, e a abertura do Atlântico Sul. Conseqüentemente originou basaltos de até 2.000m, que estão depositados sobre os sedimentos da Bacia do Paraná, que correspondem a Formação Serra Geral. A intrusão deu-se na forma de uma intrincada rede de soleiras e diques, na base existe a intercalação entre os sedimentos das Formação Serra Geral e da formação Botucatu, pertencentes ao grupo São Bento.

A seqüência Neocretácea da bacia corresponde aos grupos Bauru e Caiuá, são depósitos continentais, e ocuparam a depressão superficial originada pela carga de derrames vulcânicos, sendo o último episódio significativo na subsidência da Bacia do Paraná. No neocretáceo em alguns pontos da bacia, ocorreu magmatismo alcalino.

A unidade terciária é formada pelas formações Cachoeirinha e Tupanciretã que são os sedimentos mais novos.

#### **I. 4 FORMAÇÃO PONTA GROSSA**

Oliveira (1912), descreve a Formação Ponta Grossa como sendo a unidade superior do Grupo Paraná, caracterizada por folhelhos argilosos, micácios finamente laminados cinza a preto, com porções localmente carbonos e folhelhos sílticos arenosos, com siltitos e arenitos muito finos subordinados e ricamente fósseis. Quando alterada, apresenta cores variadas, predominando a coloração amarela arroxeadada e castanha. Em subsuperfície (região de Apucarana, PR), onde se encontra preservada a seção mais completa da formação, distinguem-se, de uma maneira geral, uma fácies inferior silto-arenosa, uma média

essencialmente argilosa e uma superior, siltico-arenosa. A fácies silto-arenosa predomina tanto em superfície como em subsuperfície.

A estrutura sedimentar mais freqüente na Formação Ponta Grossa é a laminação plano-paralela. Em certos intervalos observam-se estratificações cruzada de pequeno porte, localmente acanaladas, laminação cruzada, laminação flaser, marcas ondulares, bioturbações e estruturas de escorregamento.

As maiores espessuras constatadas foram de 653 m no poço 2-AP-1-Pr (Apucarana, PR) e de 467 m no poço 2-AG-1-MT (Altas Garças, MT). Em superfície, situam-se entre 200 e 300 m. A formação aflora no Paraná, Goiás e Mato Grosso.

O contato entre as Formações Furnas e Ponta Grossa é considerado pela maioria dos autores como concordante. Admite-se a natureza concordante principalmente pela suposição de ser a Formação Furnas de origem fluvial de idade devoniano (Lange, 1967; Lange e Petri, 1967). Por outro lado, a possibilidade de uma discordância é admitida por outros autores. O contato superior com o Grupo Itararé é, em áreas localizadas (centro-leste de Mato Grosso), com as formações Botucatu, Bauru e Cachoerinha é marcado por discordâncias erosivas.

O conteúdo fossilífero da Formação indica, de maneira inquestionável, condição marinha de deposição. A maior parte da unidade depositou-se em ambiente de águas rasas e parte considerável desta em ambiente sob influência de marés. Uma outra parte da Formação presente em subsuperfície na região de Apucarana (PR), representada por folhelhos pretos laminados parece ter-se depositado em águas mais calmas.

A Formação Ponta Grossa caracteriza-se por abundância de restos fósseis. A idade devoniano é atestada por abundante fauna de trilobitas, braquiópodos e quitinozoários. Estudos recentes, baseados principalmente em quitinozoários e esporomorfos permitiram o zoneamento bioestratigráfico dessa unidade, cuja deposição se estende do Emsiano ao Frasniano (Lange, 1967; Daemon *et al.*(1967)).

## **II. ÁREA DE ESTUDO**

---

A seção estudada do poço 9-PPG-5PR, localiza-se na zona leste do Estado do Paraná, onde foi analisada uma seção sedimentar relativa a Formação Ponta Grossa, (figura 4).

### **II.1 PERFIL LITOLÓGICO**

A seção sedimentar da Formação Ponta Grossa estudada é constituída por intercalações de folhelhos e siltitos com profundidade média de 74,9 m, do topo a base, variando de 0,3 cm a 10 m de folhelhos e 0,3 cm a 13,5 m de siltitos, onde a maior espessura da camada de siltito está no centro do perfil sedimentar . lentes de arenitos estão presentes no topo (figura 5).

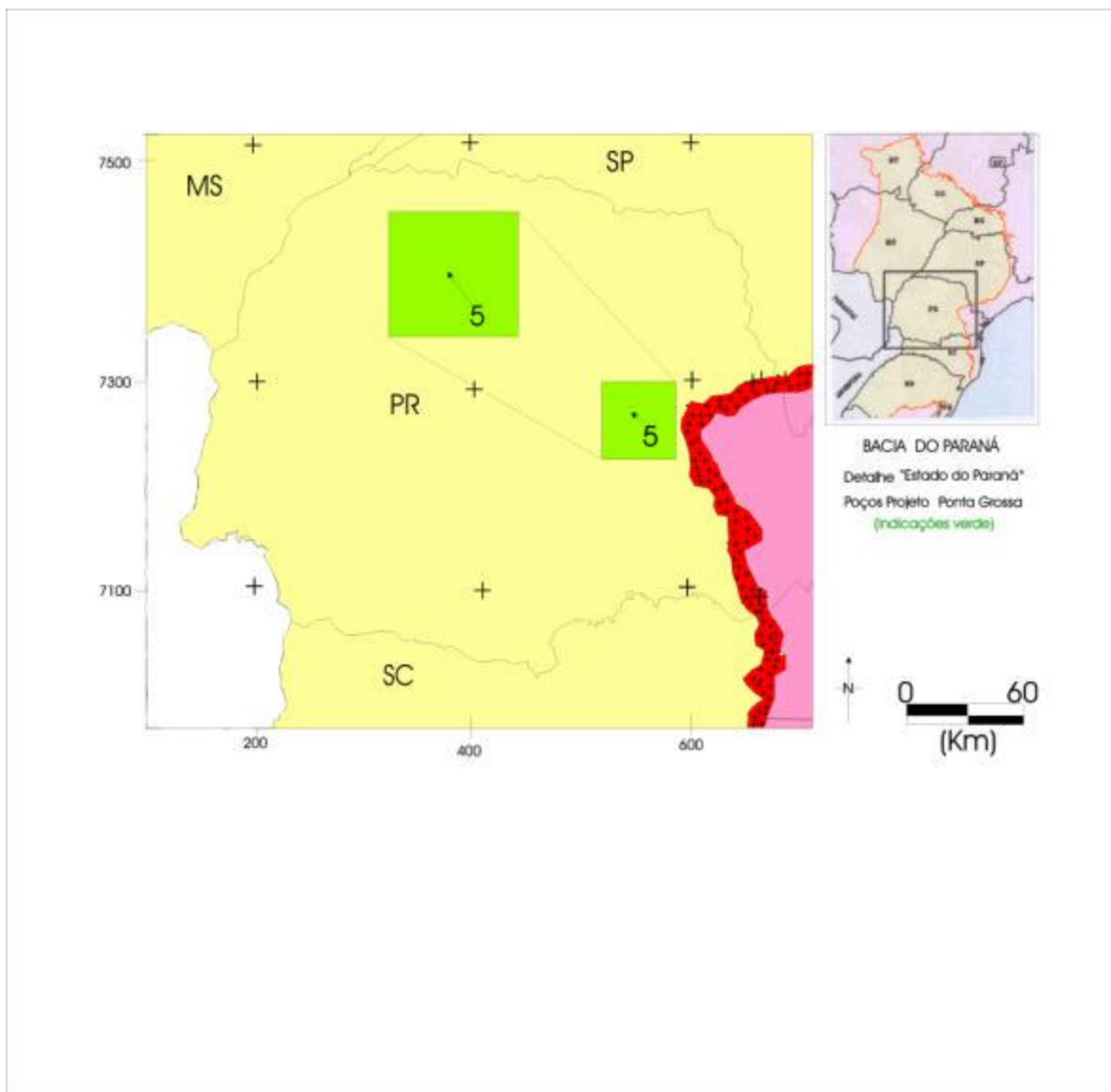


Figura 4: Mapa de localização da seção estudada do poço 9-PPG-5-PR

Fonte: NEPAR / PETROBRAS

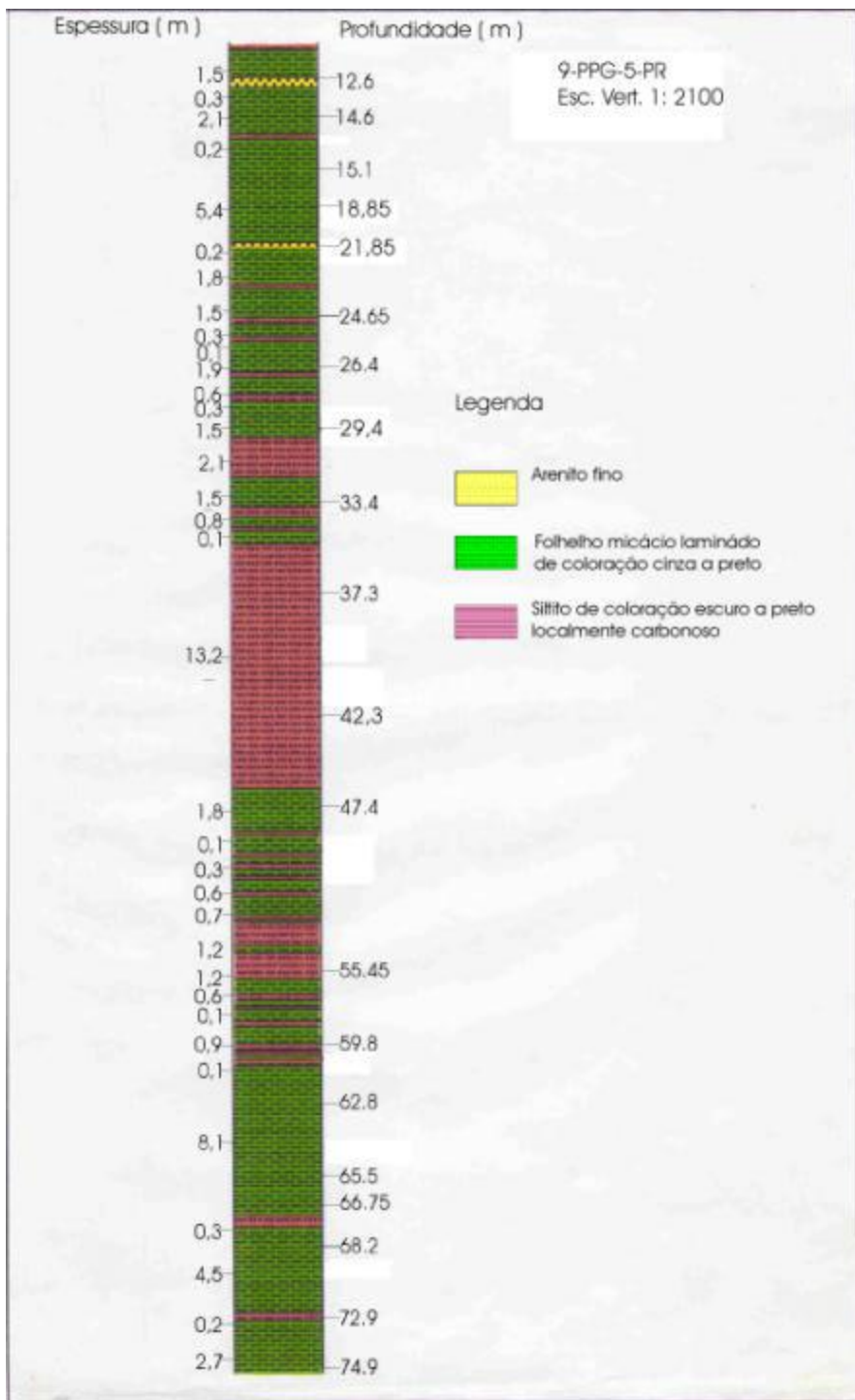


FIGURA 5: Perfil litológico do poço 9-PPG-PR, com o posicionamento das Amostras estudadas

## II.2 AMOSTRAGEM E DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS



Um total de 23 amostras foi coletado do testemunho do poço 9-PPG-5-PR, cedido pelo Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná **NEXPAR-PETROBRAS**. A coleta e descrição das amostras foram efetuadas pelo Prof. João Graciano Mendonça Filho e pesquisadores da **Petrobras**.

Tais amostras encontram-se descritas a seguir por números e profundidade :

Amostras 12,6 m -15,6 m folhelhos argiloso micácio laminados de coloração cinza a preto, amostras k1 a k2.

Amostras 16,15 m -21,05 m, amostras k3 a k5 folhelhos argilosos micácios laminados de coloração cinza a preto.

Amostras 24,65 m, amostras k6 folhelho argiloso micácio laminado de coloração cinza a preto.

Amostras 26,4 m, amostra k7 folhelho argiloso micácio laminado de coloração cinza a preto .

Amostras 29.4 m – amostra k8 folhelho argiloso micácio laminado de coloração cinza a preto com porções localmente carbonosas.

Amostras 33,4 m -amostra k9 folhelho argiloso micácio laminado de coloração cinza a preto.

Amostras 37,3 m a 42,30 m –amostras k10 a k12 siltito de coloração cinza escuro a preto localmente carbonosos.

Amostras 47,40 m a 50,30 m – amostras k13, k14 folhelho argiloso micácio laminado de coloração cinza a preto.

Amostras Intervalo 55,45 m -amostra k15 siltito de coloração cinza escuro a preto localmente carbonosos.

Amostras 59,8 m amostra k16 folhelho argiloso micácio laminado de coloração cinza a preto.

Amostras 62,8 m a 74,9 m – amostras k16 a k23 folhelho argiloso micácio laminado de coloração cinza a preto.

### III. METODOLOGIA

---

#### III.1. MICROSCOPIA EM LUZ BRANCA TRANSMITIDA

##### III.1.1 COMPOSIÇÃO ORGÂNICA

Segundo (Welte 1972), querogênio é a fração da matéria orgânica sedimentar que é insolúvel em solventes orgânicos, sendo comumente mais rica em hidrogênio de baixa aromaticidade. Querogênio é o termo mais comumente utilizado para descrever a matéria orgânica particulada contida em rochas sedimentares. Na ausência de hidrocarbonetos migrados, o querogênio perfaz usualmente 95% ou mais da matéria orgânica em rochas sedimentares. Devido aos processos de maceração utilizado para separar matéria orgânica da matriz de sedimentos litificados normalmente usar somente HCL (ácido clorídrico) e HF (ácido fluorídrico), existem duas definições geoquímicas modernas comumente utilizadas: Querogênio é matéria orgânica insolúvel em solvente orgânicos (Durand e Monin, 1980), ou os constituintes orgânicos das rochas sedimentares que são insolúveis em componentes aquosos alcalinos e solventes orgânicos (Tissot & Welte 1984). Para os petrólogos orgânicos e palinólogos, querogênio pode ser definido como a matéria orgânica particulada, resíduo isolado de uma rocha sedimentar após a completa dissolução de sua matriz mineral por acidificação com HCL (ácido clorídrico) e HF (ácido fluorídrico). Este material particulado pode conter matéria orgânica extraível, ou seja, solúvel. Participantes do Open Workshop on Organic Matter Classification (University of Amsterdã, Junho de 1990) coletivamente decidiram adotar o termo “matéria orgânica palinológica” para descrever o querogênio observado em luz transmitida.

De acordo com (Tyson 1995), querogênio não é uma substância individual variável, mas uma mistura complexa e heterogênia cuja composição reflete proporções grandemente variáveis de um grande número de materiais precursores. Este material pode ter também grandes variações no seu estado de preservação, e conseqüentemente em sua composição, ao tempo de sua

fossilização no sedimento hospedeiro. tanto a assembléia total, quanto aos componentes individuais estão freqüentemente relacionados ao querogênio.

A matéria orgânica original é transformada em querogênio por uma variedade de reações geoquímicas que ocorrem durante a diagênese e soterramento. Diferentes tipos de querogênio podem ser reconhecidos por exame óptico e análise físico-química a composição atômica dos três principais elementos (C, H, O) é mostrado em um gráfico (Diagrama de Van Krevelen) (figura 6), que mostra razões H/C versus O/C. As diferentes curvas iniciam com diferentes razões Hidrogênio: Oxigênio, de acordo com a matéria orgânica original e condições de deposição. As curvas se juntam quando a concentração de carbono no querogênio Tipo I, Tipo II e Tipo III, se aproxima dos 100%, Tyson (1995). Os tipos extremos de matéria orgânica disseminada correspondem, por um lado, ao querogênio do Tipo I, o qual é rico em estruturas alifáticas e conseqüentemente em hidrogênio, como em alguns depósitos de algas, e por outro lado ao querogênio, Tipo III, o qual é rico em núcleos poliaromáticos e grupos oxigenados, como a matéria orgânica derivada de vegetais de origem terrestre.

O Tipo I refere-se ao querogênio com alta razão atômica inicial H/C (1,5 ou mais) e baixa razão O/C inicial (geralmente menor que 0,1). Este tipo compreende muito material lipídico, particularmente cadeias alifáticas. O conteúdo do núcleo poliaromáticos e ligações heteroatômicas são baixo quando comparado aos outros tipos de matéria orgânica. A pequena quantidade de oxigênio presente é principalmente encontrados nas ligações ésteres (C=O). Quando sujeito á pirólise (550 a 600 °C) o querogênio Tipo I produz uma quantidade maior de voláteis e/ou compostos extraíveis que os outros tipos de querogênio e também uma quantidade mais elevada de óleo. A alta proporção de lipídios pode resultar de uma seletiva acumulação de material algálico ou de uma severa biodegradação da matéria orgânica durante a deposição. A primeira fonte (material algálico) inclui sedimentos ricos em matéria orgânica derivada de algas, particularmente de ambiente lacustre como *Botryococcus* (subdivisão em tipo IA), tanto que este tipo de querogênio é derivado principalmente de uma

biomassa de lipídios retrabalhados e outra de lipídios microbianos. Esta situação parece ocorrer principalmente em ambientes lacustres, o percentual para geração de óleo e gás é elevado. O Tipo II é particularmente freqüente em muitas rochas geradoras de petróleo e folhelhos com relativamente alta razão H/C e baixa razão O/C. Os núcleos aromáticos são mais importantes que aqueles que estão no Tipo I e menos importantes que aqueles do Tipo III. Ligações éster são mais abundantes. Material saturado compreende abundantes cadeias alifáticas de comprimento moderado e anéis naftênicos. Enxofre está presente também em quantidades substanciais, localizados nos heterocíclicos e provavelmente também como ligações sulfeto.

O querogênio do Tipo II contém maior número de anéis aromáticos e naftênicos. A razão atômica H/C e o potencial de geração de óleo e gás são mais baixos do que os observado no querogênio do Tipo I, embora ainda sejam bastante significativos. O querogênio Tipo II é usualmente relacionado com a matéria orgânica marinha depositada em ambiente redutor, com teores de enxofre médio a alto, além de grãos de pólen, esporos e cutículas de vegetais superiores. A presença de íons livres no ambiente deposicional marinho empobrece a matéria orgânica de hidrogênio, pela combinação deste com os íons livres, dando origem aos sulfatos, nitratos e outros compostos.

O Tipo III refere-se ao querogênio com uma razão inicial H/C relativamente baixa (usualmente menor que 1,0) e alta razão atômica inicial O/C (0,2 ou 0,3) este tipo de querogênio compreende uma porção importante de núcleos poliaromáticos e grupos heteroatômicos como cetona e ácido carboxílico, mas nenhum grupamento éster. Grupos alifáticos são somente um constituinte menor da matéria orgânica. Eles constituem de umas poucas cadeias longas, originadas de ceras de vegetas superiores, grupos metilas e outras cadeias curtas. Este tipo de querogênio é geralmente menos favoráveis para a geração de óleo que os tipos I e II, contudo ele pode fornecer rochas geradoras de gás, se soterrados a profundidade suficiente. Ele também é menos produtivo na pirólise. O querogênio Tipo III é derivado essencialmente de vegetas continentais e contém muitos detritos vegetais identificáveis. Matéria orgânica vegetal é incorporada nos

sedimentos diretamente ou através de seus produtos de alteração. Em alguns casos a matéria orgânica é severamente alterada primeira por oxidação, depois transportada como partícula tipo inertita e redepositada. O querogênio correspondente mostra uma razão de H/C particularmente baixo.

O querogênio do Tipo III contém principalmente grupos funcionais poliaromáticos e oxigenados, com poucas cadeias alifáticas. A razão H/C é baixa e o potencial de geração de óleo é insignificante, mas pode ainda gerar gás. A razão O/C é maior do que nos outros tipos de querogênio. A matéria orgânica é principalmente derivada de vegetais superiores, composto basicamente por celulose e lignina, que são extremamente deficientes em hidrogênio. A composição de um querogênio imaturo depende da natureza da matéria orgânica incorporada ao sedimento e da extensão da degradação microbiana.

A composição do querogênio, particularmente em respeito ao hidrogênio (cadeias alifática) e oxigênio (grupos funcionais), determina o potencial genético de um sedimento, ou seja, a quantidade de hidrocarbonetos que pode ser gerado durante o soterramento. De acordo com Tyson (1995), rochas geradoras mais clássicas, contendo “matéria orgânica marinha”, depositada em um ambiente redutor, corresponde ao Tipo II e tem um alto potencial genético. Contrariamente, matéria orgânica continental depositada em ambiente onde a biodegradação é limitada pelo soterramento rápido, corresponde ao Tipo III e tem potencial comparativamente baixo para geração de óleo. Muitos querogênios, quando plotados no diagrama de Van Krevelen, caem nestes ou entre estes tipos. O Tipo I é muito menos freqüente e refere-se a uma matéria orgânica seletivamente biodegradada, enriquecida em lipídios ou a rocha consistindo quase que inteiramente de matéria orgânica tal como alginitas.

## **ISOLAMENTO DO QUEROGÊNIO (MACERAÇÃO)**

O isolamento e concentração do querogênio são feitos com a eliminação da fração mineral através da acidificação com HCL (ácido clorídrico) e HF (ácido fluorídrico) não oxidantes. Esta metodologia apresenta a vantagem de concentrar o querogênio, sendo que, este componente isolado pode ser utilizado para outras análises (químicas, geoquímicas, etc.), retirando-se o efeito da matriz mineral sobre os parâmetros a serem analisados. A única desvantagem nesta técnica é que destrói a relação natural entre o querogênio e os constituintes minerais.

## **CLASSIFICAÇÃO DO QUEROGÊNIO:**

A classificação do querogênio, que será usada neste trabalho, é resultado de uma simplificação daquela proposta por Alpern (1970), Burgess (1974, apud Tyson, 1995), Stach *et al.* (1975, apud Tyson, 1995), Combaz (1980, apud Tyson, 1995), Tyson (1995), Mendonça Filho (1994, 1999), onde estão incluídos os três principais grupos da matéria orgânica : lenhosa, lipitínica e amorfa.

O grupo da matéria orgânica lipitínica, ou exinita esta representada principalmente pelos esporo e polens, alginita (algas de água doce/salobra, plâncton marinho) e cutinita (cutícula).

O grupo da matéria orgânica lenhosa, é deriva de vegetais superiores terrestres. Fitoclastos: não-opaco (de coloração amarela a marrom muito escuro) opacos (pretos).

O grupo da matéria orgânica amorfa derivada de degradação bacteriana, constitui o restante do querogênio e é separada do resto da assembléia com base em seu carácter não estruturado. A preservação deste tipo de matéria orgânica é importante na determinação do potencial de hidrocarbonetos e na caracterização de fácies orgânica (Tyson, 1995).

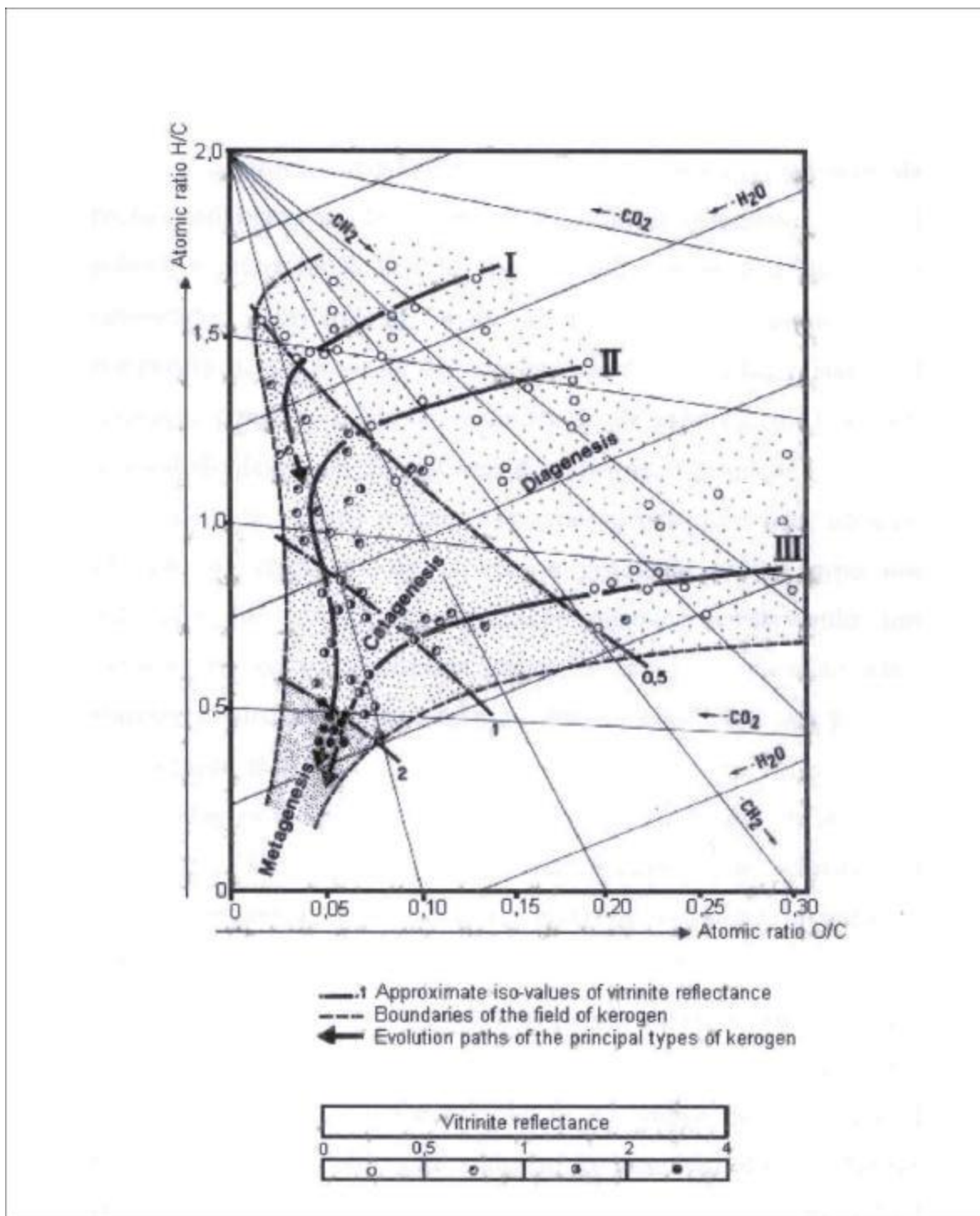


Figura 6: Diagrama de Van Krevelen (H/C x O/C) (Tissot & Welte, 1978)

### III.1.3 ÍNDICE DE COLORAÇÃO DE ESPOROS (ICE)

A coloração original de alguns componentes orgânicos das rochas sedimentares, tais como as esporinitas (esporos e grão de pólen), é alterada de acordo com o efeito térmico a que foram submetidos, tornando-se mais escuros com o aumento da temperatura. A atribuição de valores numéricos a estas variações de coloração constitui o Índice de Coloração de Esporos (ICE), a partir do qual são desenvolvidos estudos de maturação térmica.

Em 1966 Gutjahr realizou as primeiras pesquisas para utilizar a variação de coloração de esporos e grãos de pólen como uma indicação do estágio de maturação térmica, observando uma variação na coloração dessas partículas desde o amarelo até o marrom escuro, e aplicou o termo “carbonização” para este processo de alteração térmica. Staplin (1969) introduziu a técnica do Índice de Alteração Térmica (IAT), a qual é baseada nas mudanças de coloração da matéria orgânica em relação ao nível de evolução térmica dos sedimentos. O IAT apresenta uma escala de 1 a 5.

Em 1971, Correia constatou que as variações de coloração dos esporos e grãos de pólen, com o aumento da temperatura, eram mais favoráveis para uma correlação. O Índice de Coloração de Esporos (ICE) utilizado neste trabalho foi desenvolvido por Barnard *et al.* (1981), o qual apresenta uma escala de 1 a 10 em intervalo de 0,5 (estampa 1), e foi designado para dar linearidade com o aumento de profundidade e temperatura. Estes mesmos autores propuseram uma correlação dos dados de ICE com as temperaturas e paleotemperaturas calculadas através da reflectividade da vitrinita (%Ro).

A figura 7, mostra a distribuição dos valores de ICE e % Ro para razões de aquecimento constante, onde a janela de geração de óleo para rochas de idade devoniano encontra-se entre os valores de ICE de 4,0 a 5,0, o valor de 3,5 corresponde razoavelmente bem com o valor calculado para o início da geração de óleo por Connan (1974), Phillipi (1965) e Hunt (1979).



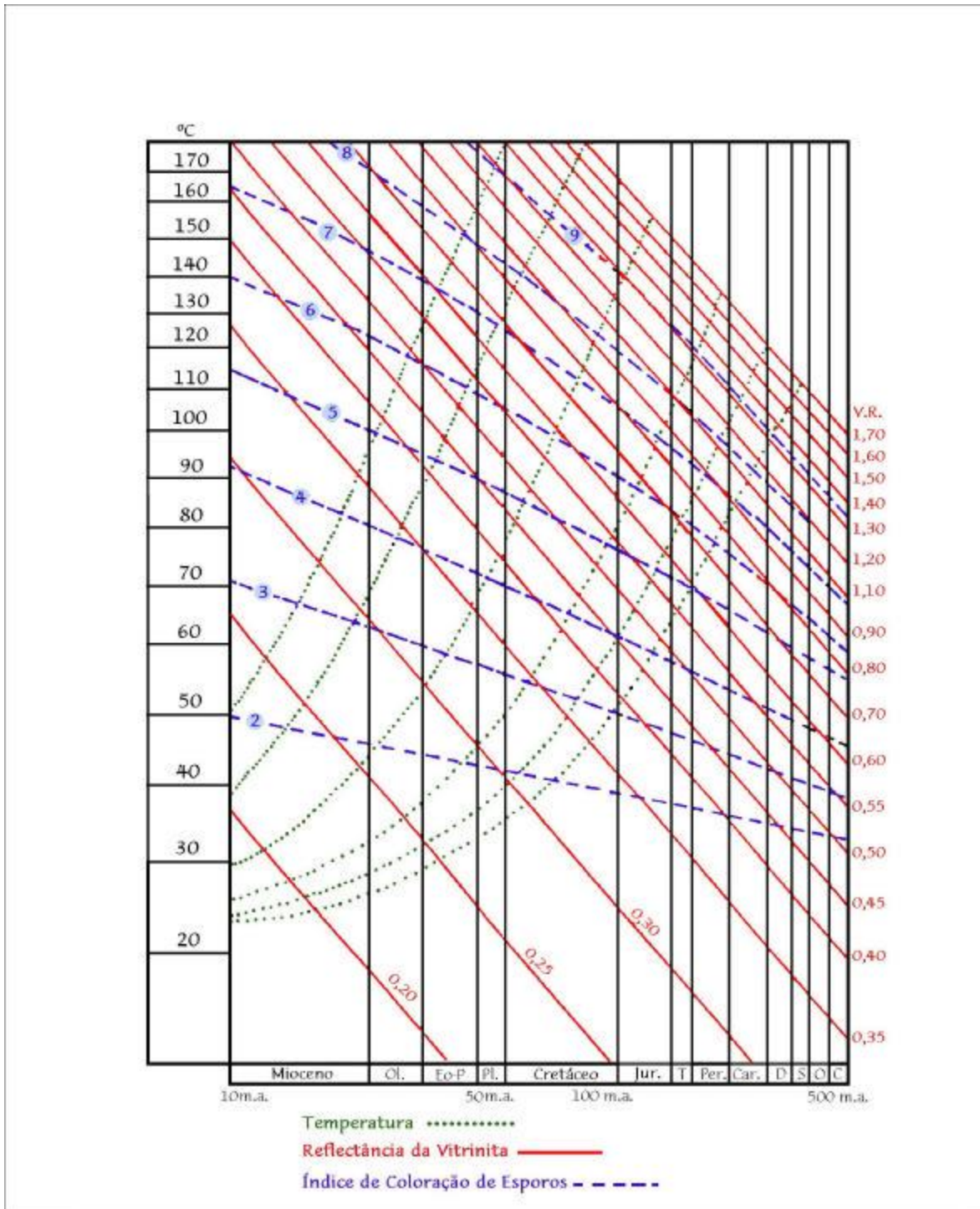


Figura 6: Relação entre tempo (milhões de anos). Temperatura (°C) e maturação (ICE e %R0) Barnard et al., (1981).

## III.2 GEOQUÍMICA ORGÂNICA

As análises de geoquímica orgânica foram realizadas nos laboratórios do Centro de Excelência em Geoquímica (CEGEQ) do Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES) da **PETROBRÁS** constando das análises de Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise Rock–Eval.

### III.2.1 CARBONO ORGÂNICO TOTAL–COT

A quantidade de matéria orgânica presente em um sedimento é usualmente expressa através do conteúdo de Carbono Orgânico Total, o qual inclui tanto a matéria orgânica insolúvel (querogênio) como a matéria orgânica solúvel (betume), sendo esta última, aproximadamente, 0,1 % a 0,2 % do conteúdo de Carbono Orgânico Total (Tissot & Welte, 1984). A quantidade mínima de matéria orgânica para que um sedimento possa ser considerado uma rocha potencialmente geradora, tem sido indicado, tentativamente, por diversos autores. Ronov (1958) estimou o conteúdo mínimo de carbono orgânico para que folhelhos sejam considerados rochas geradoras teriam que alcançar os 0,5%. Gehman (1962) considerou o conteúdo mínimo de carbono orgânico para carbonatos como sendo de 0,3%. No entanto, existem diferentes requisitos, além da riqueza orgânica, para considerar uma rocha potencialmente geradora. Alguns pesquisadores têm concluído que algumas rochas contendo cerca de 0,5% de carbono orgânico poderiam produzir óleo ou gás, desde que tenha sido soterrada a uma profundidade suficiente. De acordo com (Tissot & Welte 1984), o limite mínimo do conteúdo orgânico freqüentemente utilizado alcança os 5%. A abundância de matéria orgânica em sedimentos é usualmente expressa como a percentagem em peso relativo de carbono orgânico (Jarvie. 1991). Contudo, o querogênio inclui também quantidade significativa de outros elementos, especialmente Hidrogênio (3- 10%), Oxigênio (3-20%), Nitrogênio (0-4%) e Enxofre (0–4%). A proporção desses elementos não é constante, mas depende

da origem, estado de preservação, idade e do estágio de evolução térmica da matéria orgânica.

Os conteúdos de matéria orgânica sedimentar podem ser derivados da seguinte equação se o conteúdo de carbono orgânico do querogênio for conhecido (Littke, 1993).

### **M.O%PESO = COT \*100 /% carb. Contido no querogênio**

O conteúdo de COT fornece uma indicação do potencial geral de uma rocha para a geração de hidrocarbonetos. De acordo com Bordenave *et al.*, (1993) as amostras com valores de COT entre 0,5-1,0% são geralmente consideradas com um baixo ou nenhum potencial de geração.

Com o objetivo de avaliar a natureza da matéria orgânica presente, a análise de COT deve ser usada em conjunto com outros métodos, como por exemplo a pirólise Rock-Eval (Bustin, 1988; Tyson, 1989; 1995 Bordenave *et al.*, 1993) ou dados de estudos ópticos.

Em sedimentos imaturos (excetuando carvão) o conteúdo de querogênio, dependendo de seu tipo, é, de acordo com os estudos realizados por Tissot & Welte (1984), geralmente, equivalente ao COT multiplicado por um fator que varia de 1,25 a 1,48. Para sedimentos imaturos, o teor de carbono orgânico no querogênio Tipo I é cerca de 80%, no querogênio Tipo II é de aproximadamente 64 –70% e o Tipo III imaturo lenhoso tem por volta de 56% de carbono (Bordenave & Espitalié, 1993). O alto conteúdo de carbono do querogênio do Tipo I pode parecer anômalo mais este tipo de querogênio tem 5 a 6 vezes menos oxigênio que o Tipo III, e assim, um conteúdo relativo mais elevado de carbono.

### III.2.2 PIRÓLISE ROCK-EVAL

Esta técnica consiste na simulação laboratorial do processo natural de geração de hidrocarbonetos, envolvendo temperaturas experimentais consideravelmente superiores aquelas normalmente registradas em subsuperfície, tornando possível desta maneira, a ocorrência das reações termoquímicas num curto espaço de tempo. O procedimento analítico referente à pirólise Rock-Eval está descrito no item III.3.3.2.

Os resultados da pirólise Rock-Eval são registrados através de três picos característicos. O primeiro deles (S1) está relacionado aos hidrocarbonetos presentes nos sedimentos e que poderia ser extraído normalmente por solventes orgânicos; o segundo pico (S2) corresponde aos hidrocarbonetos liberados pelo craquiamento térmico do querogênio e o terceiro pico (S3) se relaciona ao dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) liberado durante a pirólise do querogênio, (figura 8).

#### **PARÂMETROS QUE SE OBTÉM:**

**T<sub>max.</sub>**, em °C, é a temperatura em que ocorre a taxa máxima de geração (do pico S2 e pode ser usada como uma estimativa de evolução térmica).

**Razão S1/S2 +S1**, ou Índice de Produtividade (IP), é um indicação da quantidade relativa de hidrocarbonetos livres presentes na amostra.

**Razão S2 /COT**, ou Índice de Hidrogênio (IH), indicativo da razão entre os hidrocarbonetos liberados e o conteúdo de carbono orgânico total.

**Razão S3/COT**, ou Índice de Oxigênio (IO), indicativo da razão entre o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e o conteúdo de carbono orgânico total.

Razão (S1+S2), ou Potencial de Geração (PG), Corresponde a avaliação estimada pelo tipo e abundância de matéria orgânica. (Tissot & Welte, 1984).

Rocha que apresenta potencial (S1+S2) inferior a 2 Kg/ton (200 ppm), não são consideradas rochas geradoras de óleo, mas apresentam algum potencial para gás.

Rochas com potencial (S1+S2) entre 2 a 6 Kg/ton (2000 e 6000), são consideradas rochas com potencial moderado para geração de hidrocarbonetos,

Rochas que apresenta potencia (S1+S2) superior a 6 Kg/ton (6000 ppm), são consideradas boas rochas geradoras.

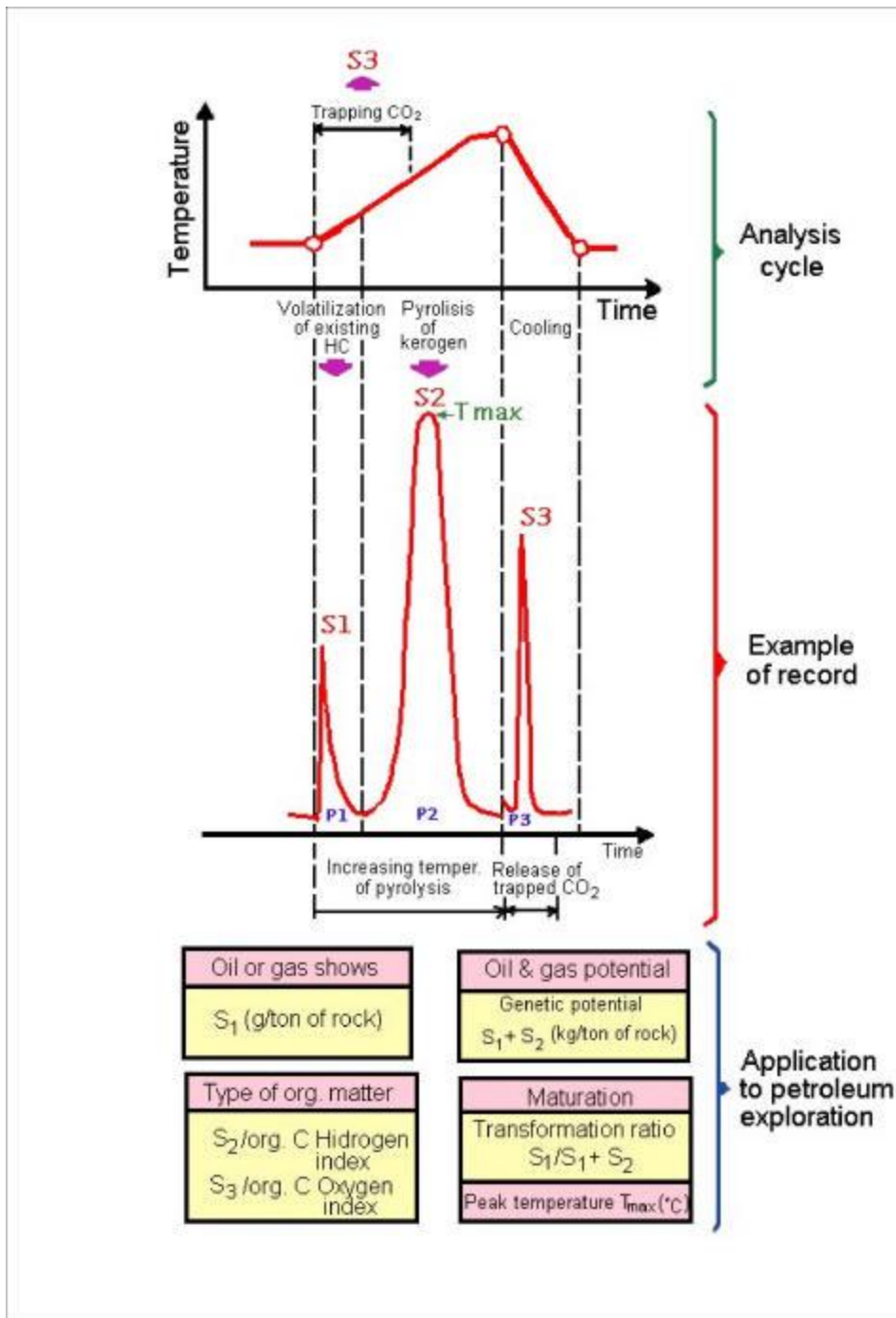


Figura 8: Ciclo de análise e exemplo do registro obtidos pelo método da Pirólise Rock-Eval, Espitalálie et al., (19770, (Tissot & Welte, 1984)

### III.3 PROCEDIMENTO ANALÍTICO

#### III.3.1 AMOSTRAGEM

Com referência aos objetivos propostos neste trabalho, a amostragem relativa à seção da Formação Ponta Grossa recaiu sobre as camadas de folhelhos e siltitos representando uma análise combinada.

O procedimento laboratorial das amostras teve por objetivo a preparação do material para as diversas análises.

#### III.3.2 MÉTODOS ÓPTICOS

##### III.3.2.1.. PREPARAÇÃO DO QUEROGÊNIO

A amostra (50g) devidamente limpa (raspada ou lavada com água) foi macerada em fragmentos de aproximadamente 3 mm . Transferiu-se a amostra macerada para um copo de becher de 250 ml, adicionando-se HCl (32%) diluído em água destilada , numa proporção de 1:1 agitando-se e deixando-se em repouso por três hora .

Após este período, fez-se a lavagem da amostra em água corrente, repetindo-se tal procedimento por três vezes consecutivas, ou até a neutralização da solução. Coso haja necessidade, o procedimento de lavagem pode efetuado utilizando-se o processo de centrifugação , numa rotação de 100 RPM por três minutos.

Após o tratamento com o HCL, adicionou-se à amostra o dobro de sua quantidade de HF concentrado (40%); deixando a mistura em repouso por dezesseis horas.

Passado tal período , processou-se a lavagem da amostra com água corrente até a neutralização, utilizando mesmo processo efetuado no tratamento com HCL (centrifugação por três minutos ou decantação pó 30 minutos à 1 hora).

Para o peneiramento, utilizou-se uma peneira Tyler 12 (14 ABNT) de 1,4 mm, onde o material retido foi desprezado.

A amostra peneirada foi centrifugada (1000 RPM por três minutos) e transferida para um tubo de ensaio de 50 ml com tampa e devidamente etiquetado . A amostra foi novamente centrifugada, fazendo-se em seguida a decantação da água .

Adicionou-se ao material contido em tubo de ensaio de 50 ml, três vezes a sua quantidade de cloreto de zinco ( $ZnCl_2$ ) com densidade de 1,9. Após este procedimento, colocou-se o tubo do material em ultra-som por cinco minutos, para que ocorresse a dispersão das partículas . Ao final do processo fez-se a separação do material e da solução de  $ZnCl_2$  utilizando o sistema de centrifugação em 2000 RPM por trinta minutos, retirando-se em seguida o material sobrenadante (flutuante). Este material foi lavado com água destilada por três vezes consecutivas, utilizando o processo de centrifugação em 1000 RPM durante três minutos.

Efetuada a centrifugação, o material encontra-se apropriado para a confecção das lâminas organopalínológicas. Este procedimento foi efetuado no laboratório de separação de Amostras do Núcleo de Exploração da Bacia do Paraná – **(NEXPAR) da PETROBRAS.**

### *III.3.2.1.2 PREPARAÇÃO DAS LÂMINAS ORGANOPALINÓGICAS*

Para a preparação das lâminas organopalínológicas utilizou-se uma lâmina de vidro (24 x 76 mm), devidamente identificada com etiqueta, que recebeu uma lamínula (24 x 32) com o material seco da seguinte maneira. Sobre uma chapa aquecida a 40 °C, colocou-se a lamínula (24 x 32 mm) que recebeu duas gotas de goma de Acácia (Arábica), uma gota de solução contendo o material orgânico que, posteriormente, foi espalhado sobre a lamínula, utilizando-se de algumas gotas de água destilada.

Após a secagem do material sobre a lamínula (24 x 32 mm), esta foi depositada sobre a lâmina (24x76 mm) utilizando-se de três gotas de Entellan-



Merck (resina) para colagem. O restante do material, foi peneirado (peneira de 20 micra). Com o material retido, repetiu-se o mesmo procedimento anteriormente descrito, utilizando-se uma lamínula de 24 x 24 mm, sendo este depositada ao lado da lamínula de 24 x32 mm que já foi colocada sobre a lâmina (24 x76mm).

Após a secagem da lâmina com as duas lamínulas sobrepostas, fez-se sua limpeza, eliminando o excesso de resíduo de suas bordas. O restante do material retido foi destinado á confecção de “plugs” para análise microscópica em luz refletida.

Todo procedimento descrito foi efetuado no laboratório de preparação de Amostra da **NEXPAR - PETROBRÁS**.

### *III.3.2.1.3 MEDIDA DO ÍNDICE DE COLORAÇÃO DE ESPOROS (ICE)*

As medidas do Índice de Coloração de Esporos–ICE foram determinadas sobre lâminas organopalinológicas em microscopia em luz branca transmitida (microscópio petrográfico Zeiss,) e lâminas padrão da Robertson Research – Internacional Limited, calibrado em escala de 1 a 10 com intervalos de 0,5 .

As lâminas-padrão da Robertson Research – International Limited , foram cedidas pelo Laboratório de Petrografia Orgânica do Centro de Excelência em Geoquímica (CEGEQ), do Centro de Pesquisas Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES) da **PETROBRAS**. Na obtenção das imagens das lâminas-padrão foi utilizados Câmera Digital Kodak DCS 420 acopladas ao “software” Adobe Photoshop 4.0.1. (estampas 2, 3, 4 e 5).

### III.3.2 IDENTIFICAÇÃO VISUAL DO QUEROGÊNIO

A identificação visual do querogênio foi realizada sobre as lâminas organopalinológicas em microscopia em luz branca transmitida, para a identificação dos tipos de matéria orgânica.

A matéria orgânica lipitínica ou oxinitita, são identificados pela forma característica, algumas com sua estrutura interna definida em alta grau de maturação térmica.

A matéria orgânica amorfa encontra-se em alto grau de maturação térmica com coloração marrom escuro a muito escuro.

O grupo da matéria orgânica lenhoso; exibem textura granular, formas angulosas e são opaco em luz transmitida, e refletida.

### III.3.3 MÉTODOS GEOQUÍMICOS

#### III.3.3.1 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)

Primeiramente, a amostra foi pulverizada e peneirada a 0,177 mm (80 mesh), sendo posteriormente pesado cerca de 0,25-0,26 gramas da amostra em cadinho de porcelana filtrante. A amostra, devidamente pesada, foi acidificada com ácido clorídrico (HCl) 6N, a quente, durante aproximadamente 1 hora, para eliminação completa dos carbonatos.

Após este procedimento, a amostra foi lavada durante 4 horas, no mínimo, com água quente para eliminação total dos cloretos, fazendo-se no final deste processo, teste com nitrato de prata (AgNO<sub>3</sub>). Em seguida a amostra é secada numa estufa a temperatura em torno de 80 °C, sendo novamente pesada.

O equipamento utilizado foi o determinador WR-12 da LECO, compondo-se de forno de indução e determinador propriamente dito.

Após o processo analítico de preparação, a amostra foi levada ao forno de indução para queima em presença de O<sub>2</sub>. O sinal da célula é processado no

circuito integrado e registrado no circuito digital, sendo feito à bitura direta da percentagem de carbono na amostra, que é fornecida em termos de percentagem em peso de carbono orgânico na rocha. Esta análise foi realizada nos laboratórios do Centro de Excelência em Geoquímica (CEGEQ) do Centro de pesquisas Leopoldo A . Miguez de Mello (**CENPES-PETROBRAS**)

### III.3.3.2 PIRÓLISE ROCK-EVAL

O processo de maceração da amostra é semelhante ao Carbono Orgânico Total, onde cerca de 15 a 20 mg de amostra de rocha pulverizada a 0,177 mm (80 mesh) foi colocada nos cadinhos do pirolizador (GEOCOM, Rock-Eval II, com microprocessador e impressora/ plotadora), que consiste em um forno com aquecimento controlada numa atmosfera inerte (Hélio) até 550°C , a uma taxa de aquecimento de 25 °C /minuto. Os hidrocarbonetos livres liberados foram queimados pelo detector de ionização de chama (FID), dando o pico S1. Os hidrocarbonetos liberados pelo craqueamento do querogênio a maiores temperaturas foram medidos, resultando no pico S2. O detector de condutividade térmica mediu o dióxido de carbono liberado , dando o pico S3.

O processo utilizou-se hélio como gás de arraste. Um gradiente de temperatura de 25 °C / minuto, até atingir 550 °C, apresentando um gradiente isotérmico durante 3 minutos, tornou-se necessário. A temperatura final de trapeamento do CO<sub>2</sub> foi de 550 °C.

## IV. RESULTADOS OBTIDOS

---

### IV.1 DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS

Folhelhos de coloração cinza escuro com laminação de arenitos finos e muito finos . Siltitos de coloração cinza escuro a preto localmente carbonoso.

### IV. 2 PETROGRAFIA ORGÂNICA

#### IV.2.1 COMPOSIÇÃO ORGÂNICA

Todas as amostras da seção da Formação Ponta Grossa analisadas neste trabalho encontra-se termicamente alterada por intrusões de corpos ígneos Foi difícil a determinação, porém ainda foi possível observar algumas estruturas e formas do material analisado. As amostras (k1, k2, k3, k4, k5, k8, k9, k10, k13, k16, k17, k18, k19 e k22), apresentam um predomínio de matéria orgânica amorfa, em relação a matéria orgânica lipitínica e lenhosa. As amostras (k6, k7, k11, k12, k14, k15),apresentam um predomínio de matéria orgânica lipitínica em relação a matéria orgânica lenhosa e amorfa, as amostras ( k20, k21 e k23) apresentam ausência de material. (Tabela 1).

A matéria orgânica amorfa apresenta-se, com colorações escurecidas, o material lipitínico está representado por esporínitas (esporos), ainda é possível à identificação de suas estruturas internas e suas formas originais, por vezes, muito degradados com uma coloração marrom a marrom escuro. A matéria orgânica lenhosa aparece em fragmentos medianos, irregulares angulosos a subarredondados, retangular opaco por vezes muito degradados em sua maioria.

Tabela 1: Composição orgânica das amostras do poço 9-PPG-5-PR

<b>Amostra</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>Litologia</b>	<b>Amorfa (%)</b>	<b>Lipitínica (%)</b>	<b>Lenhosa (%)</b>
K1	12,6	Folhelho	90%	10%	0
K2	15,1	Folhelho	80%	15%	5%
K3	16,15	Folhelho	80%	15%	5%
K4	18,85	Folhelho	65%	30%	5%
K5	21,05	Folhelho	65%	30	5%
K6	24,05	Folhelho	20%	70%	10%
K7	26,40	Folhelho	20%	70	10%
K8	29,40	Folhelho	80%	15%	5%
K9	33,40	Folhelho	80%	15%	5%
K10	37,30	Siltito	75%	20%	5%
K11	40,13	Siltito	30%	60%	10%
K12	42,30	Siltito	10%	70%	20%
K13	47,40	Folhlho	80%	15%	5%
K14	50,30	Folhelho	20%	70%	10%
K15	55,45	Siltito	20%	70%	10%
K16	59,80	Folhelho	80%	15%	5%
K17	62,80	Folhelho	90%	5%	5%
K18	65,50	Folhelho	90%	5	5%
K19	66,75	Folhelho	85%	10%	5%
K20	68,20	Folhelho	--	--	--
K21	70,85	Folhelho	--	--	--
K22	72,90	Folhelho	85%	10%	5%
K23	74,90	Folhelho	--	--	--

Total de laminas: 23

(--) ausência de matéria orgânica.

### **IV.3 MATURAÇÃO TÉRMICA**

#### **IV.3.1 DETERMINAÇÃO DO ÍNDICE DE COLORAÇÃO DE ESPOROS ICE**

A cor predominante nas amostras alteradas termicamente da seção da Formação Ponta Grossa, é marrom (índice 7,5 – 8,0), marrom com tonalidades escuras (índice 8,0 – 8,5), marrom escuro (índice 8,5 – 9,0), marrom muito escuro, (9,0 – 9,5) e preto (índice 10). (Tabela 2 e figura 9).

### **IV.4 GEOQUÍMICA ORGÂNICA**

O estudo organo-geoquímico baseou-se nas análises de Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise Rock-Eval.

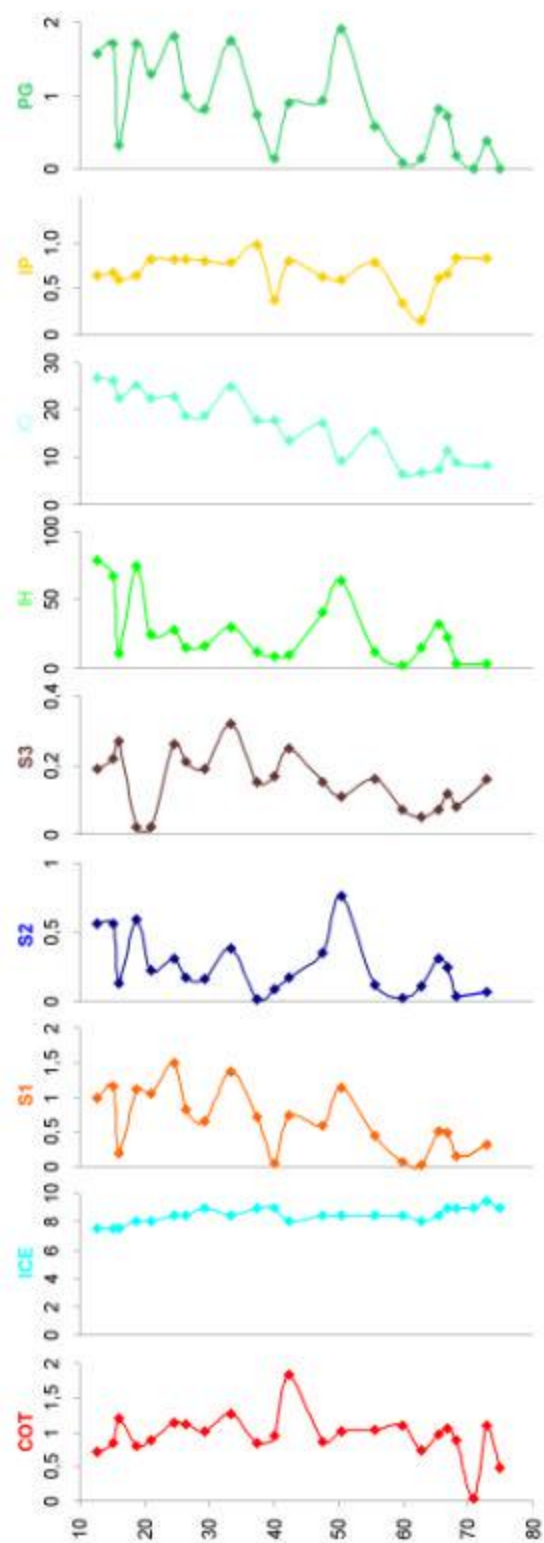
#### **V.4.1 CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)**

O conteúdo de COT, nas amostras de folhelhos e siltitos da Formação Ponta Grossa discutida no item anterior varia de 0,04 a 1,84 % (tabela 2 e figura 9), estaria relacionado à qualidade, quantidade e evolução térmica da matéria orgânica contida nessas amostras. Todas as amostras com elevado estágio de evolução térmica, mostrado pelos parâmetros ópticos, ou seja, que estão influenciadas por intrusões ígneas. Os baixos valores COT estariam relacionadas com a conversão e eliminação do carbono orgânico provavelmente na forma de hidrocarbonetos ocorrido sob a influência local de intrusões ígneas, e os altos valores, (amostras k1, k2, k3, k4, k5, k6, k7, k8, k9, k10, k11, k12, k13, k14, k15, 16, k17, k18, k19, k22), poderiam estar relacionados com o teor residual nas amostras, Já que segundo Tissot e Welte (1984), o efeito do aquecimento poderia reduzir drasticamente o conteúdo orgânico dos sedimentos e as amostras próximas aos corpos intrusivos teriam os valores de COT reduzidos em relação à quantidade original.

Tabela 2 Carbono Orgânico Total (COT) e pirólise Rock-Eval das amostras do poço 9-PPG-5-PR

AMOSTRA	PROFUNDIDADE (m)	COT (%)	ICE	S1	S2	S3	IH	IO	IP	PG
K1	12,6	0,71	7,5	1	0,56	0,19	78,87	26,76	0,64	1,56
K2	15,1	0,84	7,5	1,15	0,56	0,22	66,67	26,19	0,67	1,71
K3	16,15	1,2	7,5	0,19	0,13	0,27	10,83	22,5	0,59	0,32
K4	18,85	0,79	8	1,11	0,59	0,02	74,68	25,32	0,65	1,7
K5	21,05	0,88	8	1,06	0,22	0,02	25	22,73	0,83	1,28
K6	24,65	1,13	8,5	1,49	0,31	0,26	27,43	23,01	0,83	1,8
K7	26,40	1,11	8,5	0,82	0,17	0,21	15,32	18,92	0,83	0,99
K8	29,40	1,01	9	0,66	0,16	0,19	15,84	18,81	0,80	0,82
K9	33,40	1,27	8,5	1,36	0,38	0,32	29,92	25,2	0,78	1,74
K10	37,30	0,84	9	0,72	0,01	0,15	11,9	17,86	0,99	0,73
K11	40,13	0,94	9	0,05	0,08	0,17	8,51	18,09	0,38	0,13
K12	42,30	1,84	8	0,73	0,17	0,25	9,24	13,59	0,81	0,9
K13	47,40	0,87	8,5	0,59	0,35	0,15	40,23	17,24	0,63	0,94
K14	50,30	1,02	8,5	1,14	0,76	0,11	63,33	9,17	0,60	1,9
K15	55,45	1,03	8,5	0,45	0,12	0,16	11,65	15,53	0,79	0,57
K16	59,80	1,09	8,5	0,06	0,02	0,07	1,83	6,42	0,35	0,08
K17	62,80	0,74	8	0,02	0,11	0,05	14,86	6,76	0,15	0,13
K18	65,50	0,96	8,5	0,51	0,31	0,07	32,29	7,29	0,62	0,82
K19	66,75	1,06	9	0,48	0,24	0,12	22,63	11,32	0,67	0,72
K20	68,20	0,88	9	0,15	0,03	0,08	3,13	9,09	0,83	0,18
K21	70,85	0,04	9	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0
K22	72,90	1,09	9,5	0,31	0,06	0,16	3,16	8,42	0,84	0,37
K23	74,90	0,49	9	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0

Total de laminas: 23 / ICE: Índice de coloração dos Esporos / IH: Índice de Hidrogênio / IO: Índice de Oxigênio / IP: Índice de Produção / PG: Potencial de geração, S1 e S2 mg Hc/g COT, S3 mg CO<sub>2</sub>/g COT





Dentro das características geoquímicas necessárias para avaliar um sedimento como rocha geradora de hidrocarbonetos, a quantificação da matéria orgânica se constitui em um dos primeiros parâmetros e serem analisados. De acordo com Tissot e Welte (1984) a presença da matéria orgânica insolúvel em solvente orgânico (querogênio) é um requisito primário para a identificação de uma rocha potencialmente geradora, sendo a determinação de seu conteúdo orgânico, matéria orgânica solúvel (betume) + insolúvel (querogênio) um teste crucial no seu reconhecimento. Estes autores atentam ainda para a importância da identificação do tipo de querogênio e da composição do extrato orgânico, além da determinação do estágio evolutivo do querogênio através das propriedades físico-químicas e / ou ópticas para a caracterização de rocha geradora.

Tomando-se os resultados de COT adicionados aos resultados da petrografia orgânica (ICE e qualidade da matéria orgânica) pode-se fazer uma avaliação preliminar, porém consistente desses sedimentos como rocha geradora. Já que para uma avaliação final completa seria necessários correlacionar o COT e os parâmetros ópticos e os demais parâmetros geoquímicos.

As amostras termicamente alteradas (k1, k2, k3, k4, k5, k8, k9, k10, k11, k13, k16, k17, k18, k19, e k22), as quais apresentam predominantemente matéria orgânica amorfa, ICE entre 7,5 – 9,5 e COT entre 0,04 e 1,84 % poderiam ser caracterizadas como rochas que geraram hidrocarbonetos tanto líquido como gasoso.

## **IV.2 PIRÓLISE ROCK-EVAL**

Os resultados da pirólise Rock-Eval estão apresentados na tabela 2 e na figura 9, onde podem ser observados valores de S1 (pico que indica a quantidade de hidrocarboneto livres presentes na amostra) variando de 0,02 a 1,49 mg Hc/g de rocha. Todas apresentam um baixo teor de S1. Os menores valores correspondem ao empobrecimento orgânico e com estágios mais desenvolvidos de evolução térmica ocasionado pela proximidade com os corpos intrusivos O

pico S2, que representa a quantidade de hidrocarbonetos que poderia ser gerado pelas rochas quando submetida a um estágio de evolução térmica adequada, varia de 0,01 a 0,76 mg de hidrocarbonetos /g de rocha (tabela 2) onde os menores valores se da por alterações de intrusões ígneas.

O Índice de Hidrogênio (IH), que representa a razão entre o pico S2 Rock-Eval e COT, depende tanto da qualidade como do estágio de evolução térmica da matéria orgânica, apresentando valores que variam de 1,83 a 78,87 mg de hidrocarboneto/g de COT (tabela 2) os menores valores deste índice são refletidos pelas amostras influenciadas por intrusões ígneas as quais apresentam um estágio pronunciado de evolução térmica (tabela 2). Tissot & Welte (1984) traçam um limite de valores para o IH de acordo com o tipo de querogênio . O querogênio do Tipo I teriam valores variando entre 600 e 900 mg hidrocarbonetos /g de COT, o Tipo II de 300 a 600 mg hidrocarboneto /g de COT e o Tipo III estaria entre 0 e 300 mg hidrocarbonetos /g de COT, porem, esta classificação não podem ser utilizada na seção estudada devido ao elevado estágio de evolução térmica apresentadas pelas amostras analisadas.

O Índice de Oxigênio (IO), que representa a razão entre o pico S3 (pico que relaciona a quantidade de oxigênio no querogênio) e o COT apresenta valores entre 6,42 a 26,76 mg de CO<sub>2</sub> /g de COT (tabela 2)

O Índice de Produção que é resultado da razão dos hidrocarbonetos incorporados na rocha e liberado no primeiro estágio de aquecimento da pirólise (S1) e o total de hidrocarbonetos produzidos durante a pirólise S1/(S1+S2) varia entre 0,15 e 0,99 (tabela 2)

Espitalié *et al* (1977), citam que os mais altos valores de IP (> 0,2) como sendo resultado de uma evolução de sedimentos imaturos para maduros ou uma acumulação de hidrocarbonetos.

Nas amostras da seção da Formação Ponta Grossa analisada neste trabalho os altos valores obtidos para o IP (tabela 2 e figura 9), se correlaciona as amostra termalmente alteradas; podendo ser um reflexo do estágio mais elevado de evolução térmica pela aproximação das intrusões ígneas em que se

encontram tais amostras ou ser consequência dos valores pouco significativos dos picos S1 e S2.

De acordo com os resultados da pirólise Rock-Eval o potencial de geração (S1 + S2) das amostras da seção da Formação Ponta Grossa analisada neste trabalho variam de 0 a 1,90 kg de hidrocarbonetos /ton de rocha ou de 0 a 1900 ppm (tabela 2). Considerando os valores padrões descritas por Tissot e Welte (1978) verifica-se que pouco ou muito pouco potencial de geração restou nas rochas da sucessão sedimentar estudada devido a alteração térmica causado pela proximidade de intrusivas ígneas.

## V. CONCLUSÃO

---

### V.1 QUANTIDADE E QUALIDADE DA MATÉRIA ORGÂNICA

O exame microscópico das 23 amostras da seção sedimentar da Formação Ponta Grossa demonstrou o predomínio de matéria orgânica amorfa (kk1, k2, k3, k4, k5, k8, k9, k10, k13, k16, k17, k18, k19 e k22) em relação à matéria orgânica lipitínica e lenhosa, as amostras (k6, k7, k11, k12, k14, k15) apresentam um predomínio da matéria orgânica lipitínica em relação matéria orgânica lenhosa e amorfa, os materiais se tornam pouco distinguíveis exceto as esporinítas (esporos) ainda preservando a forma e exibindo sua estrutura interna característica. Em pequenas quantidades, os quítinozoários apresentam sua forma preservados em muitos casos bem degradadas. A matéria orgânica amorfa, em luz branca transmitida, e refletidas, encontra-se com uma coloração marrom escurecida devido ao elevado estágio de evolução térmica alcançada por estas amostras.

Os baixos valores dos índices de hidrogênio (IH) e oxigênio (IO) devido ao estágio da evolução térmica em que se encontram, impossibilita a caracterização do tipo de querogênio no diagrama do tipo Van Krevelen.

### V.2 MATURAÇÃO TERMICA

Os valores obtidos pelas técnicas de microscopia e de geoquímica orgânica são correlacionáveis entre si, e diretamente proporcional à ação térmica efetiva sofrida e, conseqüentemente, ao estágio de maturação térmica atingida pela matéria orgânica.

Os altos graus mostrados pelo parâmetro ópticos de maturidade (ICE) são devidos principalmente ao efeito térmico sofrido pelas rochas sedimentares da Formação Ponta Grossa que se encontram em contato ou próximos a corpos ígneos intrusivos. As amostras afetadas pelas intrusões ígneas apresentam um estágio bem evoluído de maturação com ICE entre 7,5 a 9,5 com coloração

marrom a preto. Estes valores só alcançam o estágio de evolução térmico bem pronunciado pelo aquecimento proveniente destes corpos, tendo estas amostras passado pelos estágios diagenético, catagenético e metagenético. A temperatura máxima da pirólise Rock-Eval (Tmax) para as amostras termicamente alteradas pelas intrusões ígneas, não apresenta resultados correlacionáveis com o estágio de maturidade mostrado pelos parâmetros ópticos, uma vez que em tais amostras o estágio mais evoluído de maturidade térmica ocasionaria resultados poucos confiáveis para a Tmax.

### **V.3 POTENCIALIDADE PARA GERAÇÃO DE HIDROCARBONETO**

O conteúdo de carbono orgânico total COT varia entre 0,04 a 1,84% estando relacionado ao tipo e estágio térmico (7,5 a 9,5) da matéria orgânica com o predomínio de material amorfo ou uma mistura equilibrada deste, com material lenhoso e lipitínica .

Os resultados da pirólise Rock-Eval revelaram a qualidade deste querogênio amorfo para a geração de hidrocarboneto utilizando o índice de hidrogênio (IH) e o potencial de geração (PG). Os baixos valores de IH e PG estão relacionados com os elevados estágios de evolução térmica das amostras analisadas, o que significa que o querogênio sofreu transformações termoquímicas, em decorrência da proximidade de intrusivas ígneas, que em determinado momento de sua evolução térmica poderia ter gerado hidrocarbonetos. Esses hidrocarbonetos poderiam ter migrado ou terem sido destruídos pelo próprio efeito térmico que os gerou. Deste modo os baixos valores do PG estão relacionados muito mais com o estágio de evolução térmica do que com o tipo e qualidade do querogênio para a geração.

Conclusivamente, os resultados da análise petrográficas e geoquímicas das amostras da seção sedimentar da Formação Ponta Grossa analisada demonstra um baixo potencial para geração de hidrocarbonetos líquido, com alta maturidade térmica. Contudo esta potencialidade em amostras pontuais não deve ser estendida por toda sua área de ocorrência, fazendo-se necessário um

estudo de fácies, lito e orgânica, suas espessuras e continuidade lateral, assim como a evolução térmica atingida e a emigração de hidrocarbonetos.

## VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFIA

---

- ALPERN, B. (1970). Classification petrographique des constituants Organiques Fossiles des Roches edimentaires. Ver. Inst.Fr.Petr., 25:1233-1267.
- BARNARD, p.C.; COLLINS, <sup>a</sup> G.; COOPER, B.S. ( 1981 ). Identification of Kerogen Fcies in a source Rock Horizon. ;examples from the North Sea Basin. In: Brookes, J, ( Ed. ) Organic Maturation Studies and Fóssil Fuel Exporation. Academic Press, London, 271-282
- .
- BORDENAVE, M. L. E ESPITALIÉ, J. 1983. Elemental composition of kerogens, In: BORDEBNACE, M.L. ( eds ) applied Petroleum geochemistry, Editions Technip, Paris, p. 334-9
- .
- BORDENAVE, M. L.; ESPITALIÉ, ; LAPLAT, P. ; OUDIN, J. L. e ANCENBROUKE, M . 1993 . Screening techniques for source rock evaluation, In BORDENAVE, m. l. ( eds ) Applied pltoleum Geochemistry, Editions technip, Paris, P. 217-279.
- BUSTIN, R. M. 1988. Sedimentology and chatacteristics og ispersedorganicmatter im Tertiary Niger Delta: orgin of source tocks in a ditaic environmentAmerican Association of Petroleum Giologists Bull., v. 72, P. 277-298
- CONNAN, J. (1974 ). TIME – TEMPERATURE Relatin in Oil Gênesis. mer.Assoc. Petril. Geol. Bull., 58:2516-2521.DURAND, B. Er MONIN, J. C. 80.Elemental anlysis of kerogens ( C, H, O, N, D, Fé ), In DURAND, BAEROGEN : INSOLUBLE Organic Matter From Sedimentary Rocks, Editions Technic, Paris, P, 113-42.
- CONNAN, J. (19740. Time – temperature Relation in Oil Gênesis. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 58:2516 – 2521.

- CORREIA, M. (1971). Diagenesis of Sporopollenin and other Comparable Organic Substances: Application to Hydrocarbons Research. In: BROOKS, J.; GRRANT P. R.; MUIR, M.; VAN GIJZEL, P.; SHAW, G. (Eds), Sporopollinin, London: Academic press, p. 569 – 620.
- CUNHA, P. R.C. & FRANÇA, A. B. 1993. Estudo das taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rastro, Bacia do Paraná . Rio Claro, I Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná. Resumos, p. 83.
- DAEMON, R. F.; Quadros, L. P.; Silva, I. C. 1967. Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências, 21/22 99 – 132.
- DEWIT, M. J. & RANSOME, I. D. 1992. Regional inversion tectonics along the Southern margin of Gondwana. In: DE WIT & RANSOME (Eds), inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern África. Rotterdam, Baikema, p. 15 –21.
- DURAND, B. E. MONIN, J. C. 1980. Elemental analysis of kergens (C. H. O . N. S. Fe), In: DURAND, B. (ed) Kerogen: Insoluble Organic Matter From Sedimentary Rocks, Editions Technic, Paris, p. 113 – 42.
- ESPITALIÉ , J. ; LAPORTE, J. L. ; MADEC, M. ; MARQUIS, F. ; LEPLAT, P. AULET, J ; BOUTEFEU, A ( 1977 ) Methode Rapide de Caracterisation des Roches meres de leur Potentiell Petrolier e de leur Degre d ' Evolution. Ver .Inst. Fr. Pet., 32:23-42.
- FRANÇA, A . B. & POTTER, P. E. 1988. Estratigrafia , ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permiano – Carbonífero), Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, v.2, p. 147 –191



- GEHMAN, H. M. JR. ( 1962 ). Organic matter in limestone Geochim. Cosmochim. Acta , 26; 885–897.
- GUTJAHR, C. C. M. ( 1966 ) Carbonization Measurements of Pollen grains and Spores and their Application . Leidse . Geol. Meded., 38. 29p. Hidrocarbonetos de uma Seção Sedimentar da Formação Irati, Permiano Superior da Bacia do Paraná.
- HUNT, J. M. ( 1979 ). Petroleum Geochemistry and geology . San Francisco: Freeman; Co. INTERNATIONAL COMMITTEE OF ORGANIC AND COAL PETROGRAPHY. ( 1963 – 1971 ). International handbook of Organic and coal Petrography, 2nd edn. Centre Nationale de la Recherche Scientifique, Paris.
- LANGE, F. W. PETRI, S. 1967 Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências, 21/22:63–98.
- LITTKE, R, 1993. Deposition, Diageneses and Weathering of organic matter rich sediments . Lecture Notes in Earth Sciences, v 47, 216p.
- MENDONÇA FILHO, J. G 1994. Estudo Petrográfico e Organo-Geoquímico de Amostras de Folhelho da Formação Irati, Permiano Superior da Bacia do Paraná, no Estado do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 248pp
- MENDONÇA FILHO, J. G 1999 Aplicação de estudo de palinofácies e facies orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. Tese de

Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 volumes.

MENDONÇA, j.g. & MENEZES, T.R. 2001. Organic Facies Investigation Applied to Palaeoenvironmental Trends of the Ponta Grossa Formation, Paraná Basin, Brazil.

MENEZES. T. R. 2000. Determinação dos Parâmetros Petrográficos e Organogeoquímicos para Caracterização da potencialidade de Geração de Hidrocarbonetos de uma seção sedimentar da Formação Irati Permiano Superior da Bacia do Paraná

MENEZES, T.R. 2002. Aplicação de Parâmetros Palinofaciológicos e Organogeoquímicos na reconstrução Paleoambiental do Talude Continental Brasileiro Recente na Bacia do Campos –Rio de Janeiro.

MILANI, E ., FRANÇA , A . B. Er SCHNEIDER, R. L. 1994 . Bacia do Paraná. In: Feijó, F. j. ( ed 0 . Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil. rio de Janeiro. Boletim de Geociências da Petrobrás.249 pp.

MILANI, E. & SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná. Boletim de Geociência da Petrobrás. Rio de Janeiro. 8(1): 69-82

MILANI, E. & ZALAN, P.V. 1998. The Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. 79-88p.MILANI, E. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul - Ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. A serincluído em Holz, M. & Ros, L.F. (eds).*Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, UFRGS/IG/Centro de Investigação do Gondwana, no prelo.

MILANI, E. J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the parná basin, SE Brazil. In: DE WIT & RANSOME (Eds), *Invesion tectonics of the Cape Fold*

Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa. Rotterdam, Balkema, p. 101 –108.

OLIVEIRA, G. P. 1912 Terreno devoniano no sul do Brasil. Anais de escola de Minas do Ouro preto. Ouro preto 14:31 – 41 - 1916 Geologia do estado do Paraná . Boletim do Ministério da Agricultura Industria e Comercio. Rio de Janeiro n6(1): 67. 143.

PHILIPPI, G. T. (1965), On the Depth, Time and Mechanism of Petroleum Generation. Geochim. Cosmochim. Acta, 29:1021 – 1049.presence of petroleum). Geochem., 5:497 –509.

RONOV, B. (1958). Organic Carbon in Sedimentary Rocks (in relation to the

SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A . A.A. (1974).Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná . In: XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28,Anais... p. 41 –65

STACH, E. ; MACKOWSLY, M T. H .; TEICHMÜLLER , M. ; TAYLOR, G. H.; CHANDRA, D. ; TEICHMÜLLER, R. ( 1982 ). Stach's Textbook of coal PetrologyBerlin : Gebruder Borntraeger , 535 p.

STAPLIN, F. L ( 1969 ) . Sedimentary Organic Matter, Organic metamorphism and Oil and Gas Occurrence. J.Bull. Can. petrol. Geol., 17;47-66.

TISSOT, B, P.; WELTE, D. H. ( 1978 ). Petroleum Formation and Occurrence. Berlin: Springer-Verlag. 538 p.

Tissot, B. P. ; welte , d h. ( 1984 ) . Petroleum Formation and Occurrence.2ed. Berlin: Springer-verlag. 699p.

TYSON, R. V. 1989. LATE Jurassic palinofácies Trends Piper and KimmmeridgeClau Formations, UK onshore and northern North Sea. The British Micropalaeontological Society. p.135–172.

TYSON, R. V. 1993. Palynofacies Analysis. Kluwer Academic Publishers. P.153-91.

TYSOSN, R. V. 1995. Sedimentary Organic Matter. Facies and Palynofacies. Chapman Er Hall. Londre. 615 p.

WELTE, D. H. ( 1972 ). Petroleum Exploration and Organic Geochemistry. J. Geochem . Explor. , 1:117-136.

ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C.; WOLFF, S., ASTOLFI, M. A .M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R., ZANOTTO, O .A. & PAUMER, M.L.1987. Análise da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro PETROBRÁS. Rel. interno.

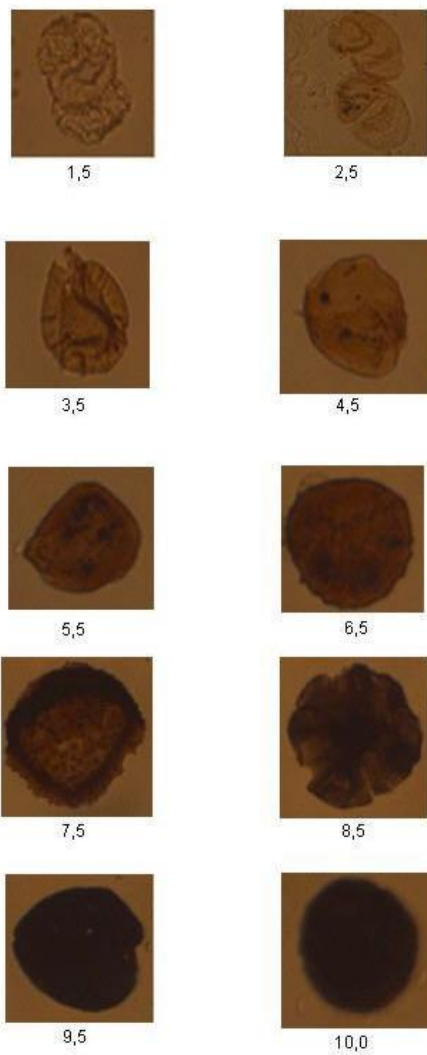
ZALAN, P.V.; WOLF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V.; VAZ DOS SANTOS, E.N.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. (1990) The Paraná Basin, Brazil. AAPG. Mem., 51:681 – 708.

## VII ESTAMPAS

---

**ESTAMPA 1**

---



Padrão de Índice de Coloração de Esporos (ICE)-Robertson Research-Internatiol Limited.

## Estampa 2

---

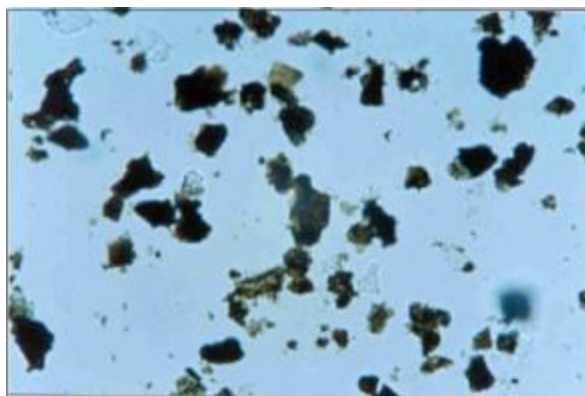
2a – Matéria Orgânica amorfa carbonizada (amostra k5).Laminas Organopalinológicas, luz branca transmitida, aumento 20 x10,objetiva de 200

2b – Matéria Orgânica amorfa carbonizada (amostra k5). Laminas Organopalinológicas, luz branca transmitida, aumento 20 x10, objetiva de 200

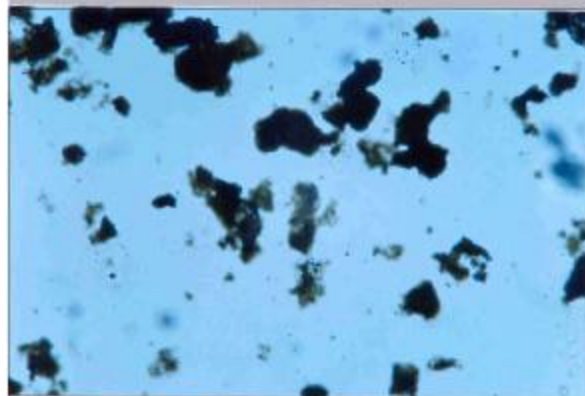
3a matéria orgânica amorfa, quitinozoário, exibindo sua forma (amostras k23). Laminas organopalinológicas luz branca transmitida aumento 20 x10 objetiva de 200.

3b Matéria orgânica lipitínica (esporo), (amostra k22). Lamina organopalinológicas luz branca transmitida aumento 20 x10 objetiva 200

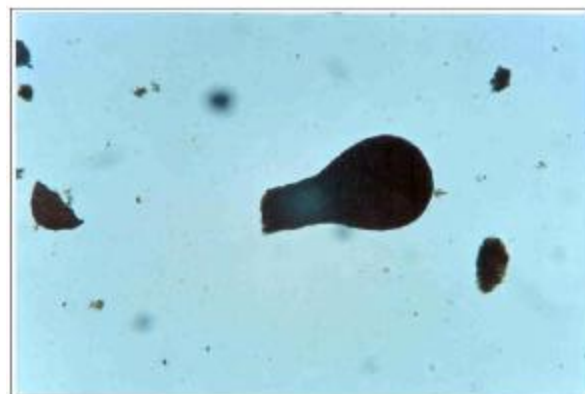




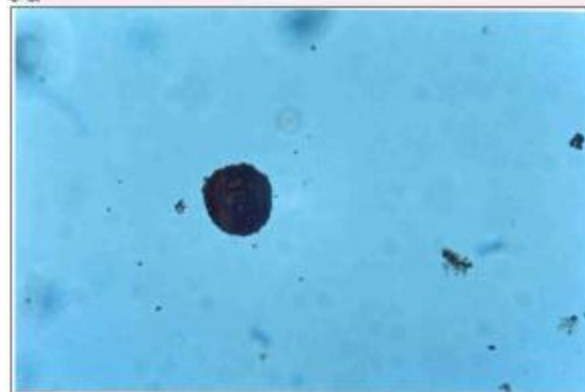
2a



2b



3a



3b

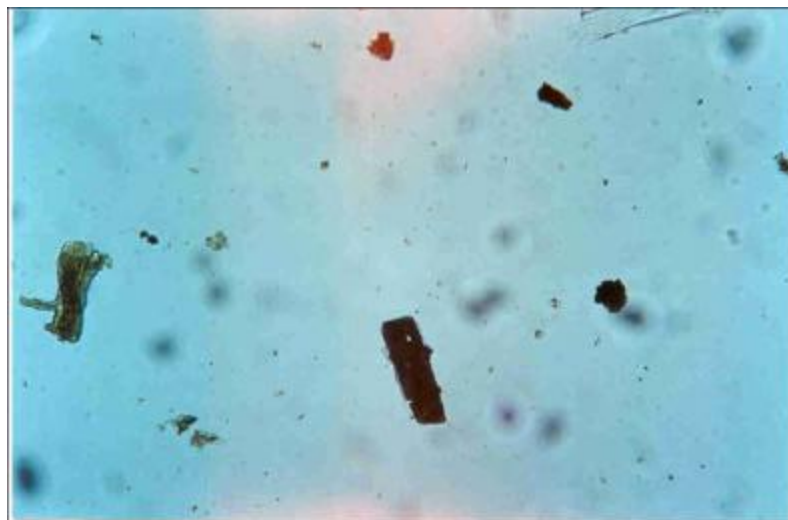
### Estampa 3

---

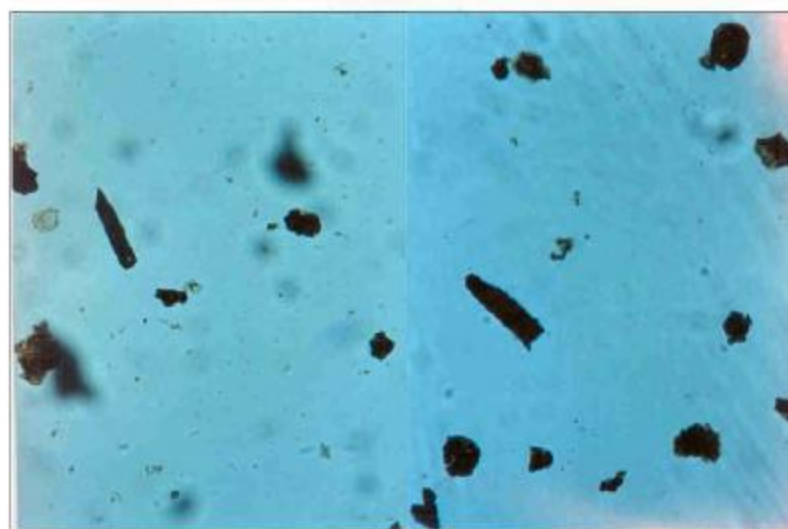
4a – Matéria orgânica amorfa e lipitínica cutícula, (amostra k11). Laminas organopalínológicas, luz branca transmitida, aumento 20 x10, objetiva 200.

4b – Matéria orgânica lipitínica (esporo) cutícula, exibindo sua forma (amostra k18). Lamina organopalínológicas, luz branca transmitida aumento 20x10, objetiva 200

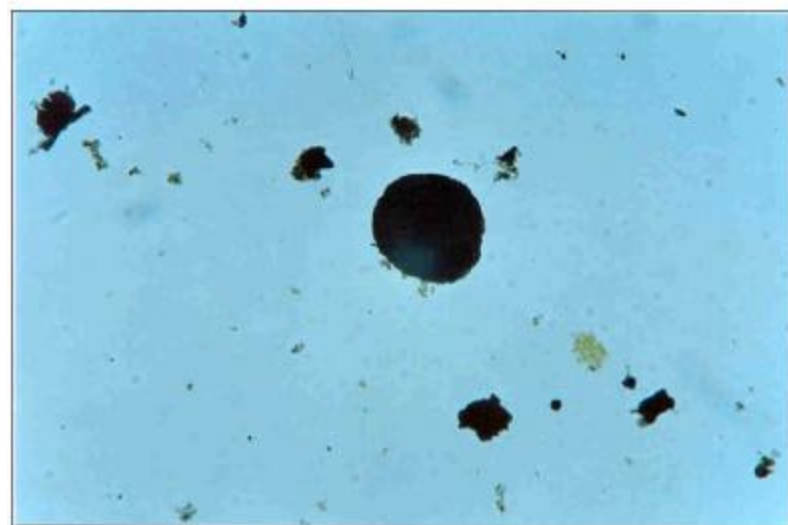
5a Matéria orgânica amorfa, lipitínica prasinóphyta em alto grau de maturação térmica Lamina organopalínológica (amostras k22) luz branca transmitida aumento de 20 x10 objetiva 200.



4a



4b



5a

