

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

ANÁLISE GEOESTATÍSTICA DA GEOMETRIA EXTERNA
DOS RESERVATÓRIOS FLUVIAL E EÓLICO DA
FORMAÇÃO ÁGUA GRANDE, ÁREA CENTRAL
DA BACIA DO RECÔNCAVO

Marcella Maria de Melo Cortez

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Este exemplar corresponde a
redação final da tese defendida
por *Marcella Maria de Melo Cortez*
e aprovada pela Comissão Julgadora
em *06/02/96*.

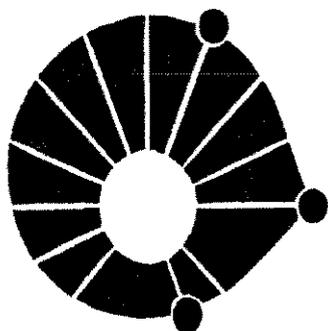

ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

FEVEREIRO - 1996

C818a

27593/BC



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

ANÁLISE GEOESTATÍSTICA DA GEOMETRIA EXTERNA
DOS RESERVATÓRIOS FLUVIAL E EÓLICO DA
FORMAÇÃO ÁGUA GRANDE, ÁREA CENTRAL
DA BACIA DO RECÔNCAVO

Marcella Maria de Melo Cortez

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
requisito parcial para obtenção do título de Mestre em
Geoengenharia de Reservatórios.

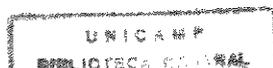
Orientador: Dr. Carlos Henrique Lima Bruhn - PETROBRAS

Coorientador: Dr. Armando Zaupa Remacre - UNICAMP

IG- FEV/96

CAMPINAS - SÃO PAULO

FEVEREIRO - 1996



UNIDADE	BC
N.º CHAMADA:	T/UNICAMP
E	818a
V	
P	06.27.593
FOLIO	667/96
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
X	<input type="checkbox"/>
PREÇO	R\$ 11,00
DATA	03/05/96
N.º CPD	

CM-00087805-5

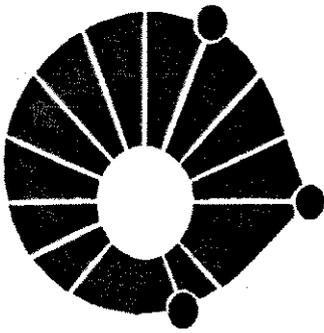
FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP.

C819a Cortez, Marcella Maria de Melo
Análise geoestatística da geometria externa dos reservatórios
fluvial e eólico da Formação Água Grande, área central da Bacia
do Recôncavo / Marcella Maria de Melo Cortez. Campinas,
SP.: [s.n], 1995.

Orientadores: Carlos Henrique Lima Bruhn, Armando Zaupa
Remacre.

Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências.

1. Reservatórios - Bahia 2. Geoestatística. 3. Geologia-
Estratigrafia. I. Bruhn, Carlos Henrique Lima. II. Remacre,
Armando Zaupa. III. Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências. IV. Título.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

TÍTULO DA TESE: ANÁLISE GEOESTATÍSTICA DA GEOMETRIA EXTERNA DOS
RESERVATÓRIOS FLUVIAL E EÓLICO DA FORMAÇÃO ÁGUA GRANDE, ÁREA
CENTRAL DA BACIA DO RECÔNCAVO

AUTOR: MARCELLA MARIA DE MELO CORTEZ

ORIENTADOR: Dr. CARLOS HENRIQUE LIMA BRUHN

COORIENTADOR: Dr. ARMANDO ZAUPA REMACRE

COMISSÃO EXAMINADORA

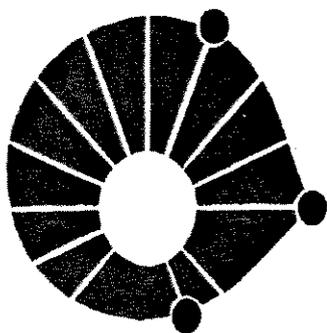
PRESIDENTE: Dr. CARLOS HENRIQUE LIMA BRUHN

EXAMINADORES:

- Dr. ALBERTO SAMPAIO DE ALMEIDA

- Dr. JOEL CARNEIRO DE CASTRO

CAMPINAS, 6 DE FEVEREIRO DE 1996.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

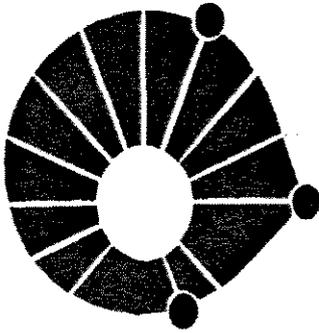
GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

DEDICATÓRIA

**Para meu marido, Marcos Roberto Fetter
Lopes, por toda a alegria que me
proporciona, vivendo ao meu lado.**

**Para nosso(a) filho(a), que apenas aos três
meses de vida na barriga, já nos traz tanta
paz, força e alegria (e enjôos, é claro...).**

**Para minha avó querida, Irmonina Soares
Cortez (*in memorian*), pelo exemplo de luta,
pela força de vontade e acima de tudo, pela
coragem, com que viveu sua vida.**



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Carlos Henrique Lima Bruhn, pelo excelente auxílio técnico, pelo incentivo, pelas minuciosas correções e, principalmente pelo exemplo de profissionalismo.

Ao meu coorientador, Armando Zaupa Remacre, pelas dicas técnicas que enriqueceram a interpretação geológica.

Ao geólogo Jorge Luiz Magalhães da PETROBRAS/Salvador, pelo voto de credibilidade, pelo incentivo, pela hospedagem e, pelo auxílio na definição do projeto de tese.

Ao geólogo Milton de Souza da PETROBRAS/ Rio de Janeiro, pelo auxílio em geoestatística.

Ao Hélio do setor de documentação, PETROBRAS/Salvador, que em meio a um período tão conturbado, encontrou tempo para ajudar a organizar, de maneira tão precisa, os dados de 1.200 poços. Sem a sua ajuda, este trabalho não teria sido realizado.

Às diversas contribuições dos geólogos da PETROBRAS/Salvador; Michelli, Ferradans, Jane, Rosinha, Cristóvão, Geraldo, Rosely, Celina, Marco, Olívio e mais alguém que eu tenha esquecido.

Aos professores Emília Tiekó Uzumaki, Paulo Tibana, Joel Castro e Chang Hung Kiang pelo auxílio e sugestões que foram muito úteis no desenvolvimento da tese.

Aos colegas, meio professores, Marcos Lopes, Paulo Saldanha e Vítor Simon, pelo cooperativismo e solidariedade e, acima de tudo pelos ensinamentos.

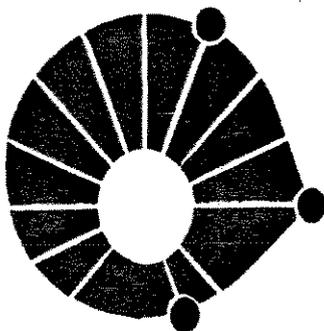
Ao Moacir Cornetti, Creusa, Wellington, Mara, Ricardo, Alessandro e Maurício da Área de Geologia do Petróleo.

À Cássia, Márcia e Dora da biblioteca do IG.

À PETROBRAS, pela liberação dos dados e auxílio financeiro.

Aos amigos, Neivaldo, Júlio e Enrico, verdadeiros guardiões da nossa casa.

Aos meus pais, Antônio Flávio Cortez e Yvone de Melo Cortez, por tudo.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

RESUMO

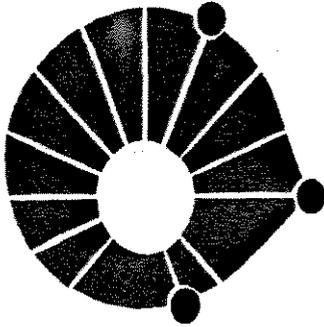
ANÁLISE GEOESTATÍSTICA DA GEOMETRIA EXTERNA DOS RESERVATÓRIOS FLUVIAL E EÓLICO DA FORMAÇÃO ÁGUA GRANDE, NA ÁREA CENTRAL DA BACIA DO RECÔNCAVO

Marcella Maria de Melo Cortez

A arquitetura de um reservatório caracteriza-se pela distribuição interna de fácies e pela sua geometria externa, que são definidos pelos processos deposicionais. Em alguns casos, a compreensão do padrão de distribuição, da orientação e da geometria do reservatório depende de um estudo regional. Este é o caso dos reservatórios flúvio-eólicos formados em planícies aluviais de extensões regionais.

Neste projeto foram analisados os depósitos fluviais e eólicos da Formação Água Grande, na área central da Bacia do Recôncavo, que constituem o segundo principal reservatório de hidrocarbonetos da bacia. Este trabalho objetivou a caracterização da geometria e distribuição regional dos depósitos flúvio-eólicos, que pode ser muito útil em futuros projetos de exploração e exploração de hidrocarbonetos na Formação Água Grande.

Três unidades estratigráficas foram individualizadas e mapeadas: sistema eólico (topo da Formação Água Grande), sistema fluvial entrelaçado (intermediário) e um sistema fluvial sinuoso (base da formação). Os sistemas eólico e fluvial entrelaçado constituem bons reservatórios, sendo o eólico o de melhores características permeoporosas. Os três sistemas individualizados apresentam geometria e orientação distintas e em conjunto, formam um ciclo de aridez ascendente (*drying-up cycle*).



UNICAMP

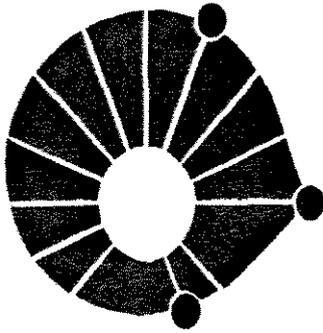
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

Para a caracterização geométrica e mapeamento individual dos depósitos eólicos e fluviais foram elaboradas seções estratigráficas regionais e de campo e foram aplicadas técnicas geoestatísticas. A análise variográfica regional das espessuras de cada sistema deposicional auxiliou na compreensão da geometria e da orientação dos depósitos eólicos e fluviais. Os mapas de variabilidade regional e local das isópacas do sistema eólico e dos sistemas fluviais foram elaborados através da aplicação da análise de krigagem fatorial.

Para o reservatório eólico, através da krigagem da indicatriz, foram elaborados mapas de probabilidade da ocorrência de classes de espessuras em relação a determinados parâmetros de corte.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOENGENHARIA DE RESERVATÓRIOS

ABSTRACT

**GEOSTATISTICAL ANALYSIS OF THE EXTERNAL GEOMETRY OF FLUVIAL
AND AEOLIAN RESERVOIRS FROM THE ÁGUA GRANDE FORMATION,
CENTRAL RECÔNCAVO BASIN.**

The architecture of a reservoir is characterized by its internal distribution of facies and external geometry, which are defined by the depositional processes. The understanding of patterns of distributions, orientation and geometry of sandbodies relies on regional studies, particularly in the case of fluvial and aeolian reservoirs accumulated on large alluvial plains.

This thesis comprises the study of fluvial and aeolian reservoirs from the Água Grande Formation in the central Recôncavo Basin (northeastern Brazil), which is the second most important petroleum reservoir in the basin. The external geometry and distribution of these rocks were established at oilfield and regional scales, in an attempt to guide future petroleum exploration and exploitation from this unit.

Three stratigraphic successions were mapped: (1) an uppermost aeolian system, (2) an intermediate braided fluvial system, and (3) a lowermost meandering fluvial system. The aeolian and braided fluvial deposits comprise good reservoirs, but the aeolian system shows by far the highest porosities and permeabilities. The three mapped successions show very distinct sandbody geometry and orientation; altogether they record a drying-up cycle.

Stratigraphic cross sections at the oilfield and regional scales, and geostatistics techniques were used in the geometrical characterization and mapping of the aeolian and fluvial systems. Regional variographic analysis of the isopachs of aeolian and fluvial reservoirs supported the description of their sandbody geometry and orientation. Factorial kriging analysis allowed the construction of variability maps (regional and local) of isopachs. Indicator kriging analysis supported the construction, only for the aeolian reservoirs, of probability maps for the occurrence in the study area of different ranges of isopachs.

Sumário

	pág.
1 Introdução	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Metodologia	4
2 Geologia da Bacia do Recôncavo	6
3 A Formação Água Grande na área de estudo	11
3.1 Trabalhos anteriores	11
3.2 Caracterização faciológica da Formação Água Grande	14
3.3 Porosidade e permeabilidade	16
3.4 Reconhecimento em perfis das fácies eólica e fluvial	18
3.5 Mapeamento e estratigrafia dos reservatórios eólico e fluvial	26
4 Análise geoestatística	32
4.1 Variografia-Análise estrutural	34
4.1.1 Análise exploratória	39
4.1.2 Variografia comparativa entre os campos produtores	41
4.1.3 Análise variográfica regional	42
4.1.3.1 Variografia e modelagem de EFI2	46
4.1.3.2 Variografia e modelagem de EFI1	47
4.1.3.3 Variografia e modelagem de EEol	51
4.2 Validação cruzada	54

4.3 Componentes de escala	56
4.4 Krigagem	57
4.4.1 Krigagem fatorial	58
4.4.1.1 Estimativas regionais e locais	66
4.4.2 Krigagem da indicatriz	76
4.4.2.1 Parâmetros de corte	77
4.4.2.2 Variografia das indicatrizes	78
4.4.2.3 Mapas de probabilidade de EEol	81
5 Interpretação geológica dos dados	84
5.1 Sistemas flúvio-eólicos	84
5.2 Distribuição, orientação e geometria dos reservatórios eólico e fluviais da Formação Água Grande	87
5.3 Ciclos de aridez ascendente (<i>drying-up cycles</i>)	89
5.4 Origem e preservação da geometria do sistema eólico	91
6 Conclusões	95
Referências Bibliográficas	98
Apêndice 1	103

Lista de Figuras

	pág.
1.1 Mapa de localização da área de estudo	3
1.2 Mapa de localização dos poços	5
2.1 Coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo	8
3.1 Modelo deposicional da Formação Água Grande	13
3.2 Distribuição da porosidade e permeabilidade, com a profundidade, dos reservatórios fluvial e eólico	16
3.3 Formas dos perfis de raios gama e potencial espontâneo utilizadas na descrição de arenitos.	18
3.4 Simbologia utilizada nos perfis compostos	21
3.5 Perfil integrado do campo de Cassarongongo	21
3.6 Perfil integrado do campo de Sussuarana	22
3.7 Perfil integrado do campo de Rio Pojuca	23
3.8 Perfil integrado do campo de Araçás	24
3.9 Perfil integrado do campo de Buracica	25
3.10 Localização das seções estratigráficas regionais	27
3.11 Localização das seções estratigráficas de campo	27
3.12 Seções estratigráficas regionais	29
3.13 Seções estratigráficas dos campos de Água Grande e Rio Pojuca	30
3.14 Seções estratigráficas do campo de Araçás	31
4.1 Parâmetros dos modelos variográficos de transição	35
4.2 Exemplos de modelos variográficos de transição	35

4.3 Histogramas das espessuras dos depósitos FI2, FI1 e Eol	40
4.4 Comparação dos variogramas de EFI2 entre os setores 1 e 2	43
4.5 Comparação dos variogramas de EFI1 entre os setores 1, 2 e 3	44
4.6 Comparação dos variogramas de EEol entre os setores 1 e 2	45
4.7 Variogramas e modelo ajustado de EFI2	48
4.8 Variogramas e modelo ajustado de EFI1	49
4.9 Variogramas e modelo ajustado de EEol	52
4.10 Histogramas dos erros e gráficos de correlação da validação cruzada	55
4.11 Ilustração do procedimento da análise de krigagem fatorial	60
4.12 Mapa de isópacas de FI2.	67
4.13 Mapa de isópacas de FI1.	68
4.14 Mapa de isópacas de Eol.	69
4.15 Mapa em tons de cinza da variabilidade regional de EFI2	70
4.16 Mapa em tons de cinza da variabilidade local de EFI2	71
4.17 Mapa em tons de cinza da variabilidade regional de EFI1	72
4.18 Mapa em tons de cinza da variabilidade local de EFI1	73
4.19 Mapa em tons de cinza da variabilidade regional de EEol	74
4.20 Mapa em tons de cinza da variabilidade local de EEol	75
4.21 Histograma de frequência acumulada de EEol	78
4.22 Variogramas das indicatrizes	80
4.23 Mapa de probabilidade de EEol < 5m	82
4.24 Mapa de probabilidade de EEol > 5m e <9m	82
4.25 Mapa de probabilidade de EEol > 9m e < 16m	83
4.26 Mapa de probabilidade de EEol > 16m	83
5.1 Classificação das super-superfícies dos sistemas eólicos.	92

Lista de Tabelas

	pág.
3.1 Valores médios de porosidade e permeabilidade dos principais campos produtores da área de estudo	17
4.1 Parâmetros estruturais do modelo variográfico de EF12	46
4.2 Parâmetros estruturais do modelo variográfico de EF11	48
4.3 Parâmetros estruturais do modelo variográfico de EE01	49
4.4 Estatísticas elementares do resultado da validação cruzada	54
4.5 Fatores de escala espacial de variabilidade	56
4.6 Parâmetros de corte próximos aos decis da f.d.c.	78
4.7 Parâmetros dos modelos variográficos das indicatrizes	79

Capítulo 1

Introdução

Os depósitos aluviais, por serem potenciais hospedeiros de recursos minerais não renováveis como petróleo, ouro (*placer*) e urânio, constituem um importante registro estratigráfico. A ocorrência de depósitos eólicos associados ao retrabalhamento de areias fluviais aumenta consideravelmente o potencial de armazenamento de bens minerais do sistema aluvial como um todo.

A Formação Água Grande é constituída por sistemas fluviais e eólicos que formam o segundo principal reservatório de hidrocarbonetos da Bacia do Recôncavo e, portanto, têm sido alvo de estudos de geologia e engenharia de reservatórios no domínio dos campos produtores. Ambos os sistemas constituem bons reservatórios, sendo o eólico o de melhores características permo-porosas. A excelente correlação rocha-perfil destas fácies permite sua identificação e rastreamento regional. Poucos trabalhos de carácter regional foram desenvolvidos até o presente momento na Formação Água Grande.

O mapeamento individual dos depósitos eólicos e fluviais pode servir de auxílio aos projetos exploratórios, melhorando o gerenciamento da lavra. A interpretação estratigráfica regional destes reservatórios também é de grande aplicação em projetos de exploração, no sentido de se avaliar possíveis ocorrências de trapas estratigráficas e/ou mistas.

A análise geoestatística permite, através de técnicas de estimativa, gerar mapas de isópacas e de probabilidades de ocorrência de espessuras dos depósitos arenosos em relação à determinados parâmetros de corte. Além disso, constitui uma ferramenta extremamente útil na compreensão da geometria e do padrão de distribuição desses corpos.

Reservatórios flúvio-eólicos têm sido alvo de estudos em bacias produtoras de petróleo do mundo todo. As associações faciológicas que constituem estes sistemas são caracteristicamente bastante contínuas, com extensões de escala regional (bacias). Para se compreender a estratigrafia e geometria de cada depósito, é preciso extrapolar a análise geológica além dos limites dos campos produtores uma vez que análises locais permitem apenas reconhecer as variações deposicionais de menor ordem (variações locais).

1.1 Objetivos

A área em estudo localiza-se no compartimento central e parte do compartimento sul da Bacia do Recôncavo, com uma área de 1786 km², abrangendo os campos de Araçás (AR), Fazenda Boa Esperança (FBE), Fazenda Santo Estevão (FSE), Buracica (BA), Fazenda Panelas (FP), Santana (SA), Cassarongongo (CS), Água Grande (AG), Rio Pojuca (RPJ), Fazenda Belém (FB), Biriba (BB) e Sussuarana (SUS) (Fig. 1.1).

Este trabalho tem como objetivo compreender regionalmente, através da análise geológica e geoestatística, a distribuição faciológica e a geometria dos depósitos eólico e fluvial da Formação Água Grande. Além disso, pretende-se testar a aplicabilidade da geoestatística em estudos regionais uma vez que, em geologia do petróleo, esta técnica tem sido utilizada principalmente na modelagem estocástica faciológica e petrofísica dos campos de hidrocarbonetos. Com o auxílio de técnicas geoestatísticas (krigagem fatorial e indicatriz) pretende-se modelar e mapear as funções de variabilidade nas escalas local (campos produtores) e regional, com o objetivo de estimar os depósitos constituintes em locais pouco amostrados (regiões entre os campos).

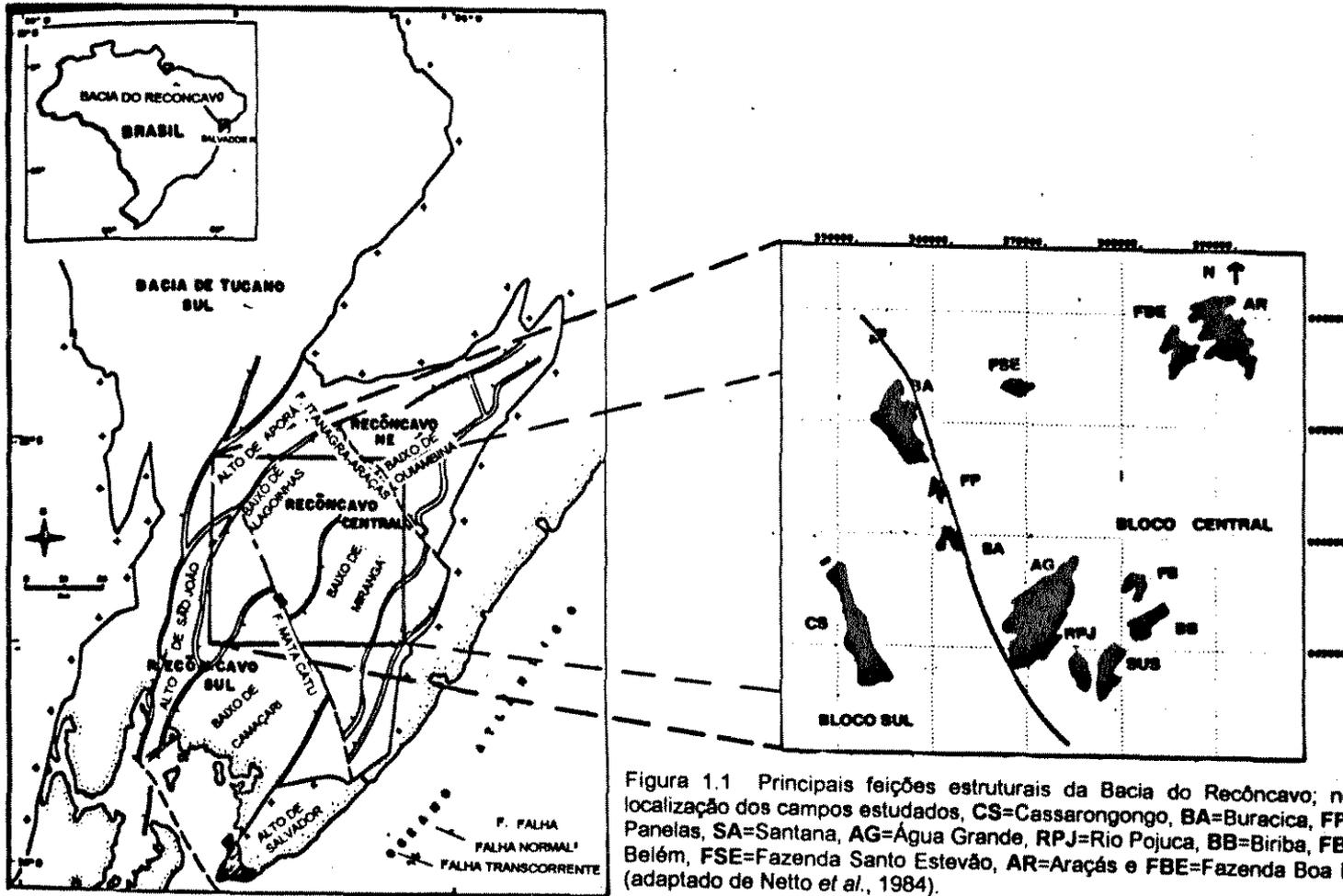


Figura 1.1 Principais feições estruturais da Bacia do Recôncavo; no detalhe, localização dos campos estudados, CS=Cassarongongo, BA=Buracica, FP=Fazenda Panelas, SA=Santana, AG=Água Grande, RPJ=Rio Pojuca, BB=Biriba, FB=Fazenda Belém, FSE=Fazenda Santo Estevão, AR=Araçás e FBE=Fazenda Boa Esperança (adaptado de Netto *et al.*, 1984).

1.2 Metodologia

Na primeira etapa da realização deste trabalho foram identificadas e medidas as espessuras das fácies eólica e fluvial através da interpretação de perfis elétricos, radioativos e acústicos de 1120 poços (Fig. 1.2). Descrições, fotos e medidas de permeabilidade e porosidade de cerca de 40 poços testemunhados também foram usadas na identificação dos limites entre as fácies.

A etapa seguinte consistiu em elaborar e interpretar seções estratigráficas locais e regionais em diversas direções. Estes foram os procedimentos básicos para a compreensão da geologia da área fornecendo os critérios qualitativos e quantitativos necessários à etapa seguinte - a geoestatística.

Os aspectos econômicos e geológicos da Bacia do Recôncavo encontram-se resumidos no capítulo 2 .

O capítulo 3 refere-se à geologia da Formação Água Grande na área em estudo, contendo uma síntese de trabalhos anteriores, além das descrições do método de identificação e mapeamento dos depósitos fluviais e eólicos.

A análise geoestatística, descrita no capítulo 4, compreende a variografia e estimativa (local e regional) das espessuras de cada unidade. São apresentadas as técnicas de krigagem fatorial e krigagem da indicatriz, utilizadas na estimativa das isópacas das unidades.

O capítulo 5 trata da interpretação geológica integrada dos resultados obtidos nos capítulos 3 e 4.

No capítulo 6 encontram-se as conclusões deste trabalho.

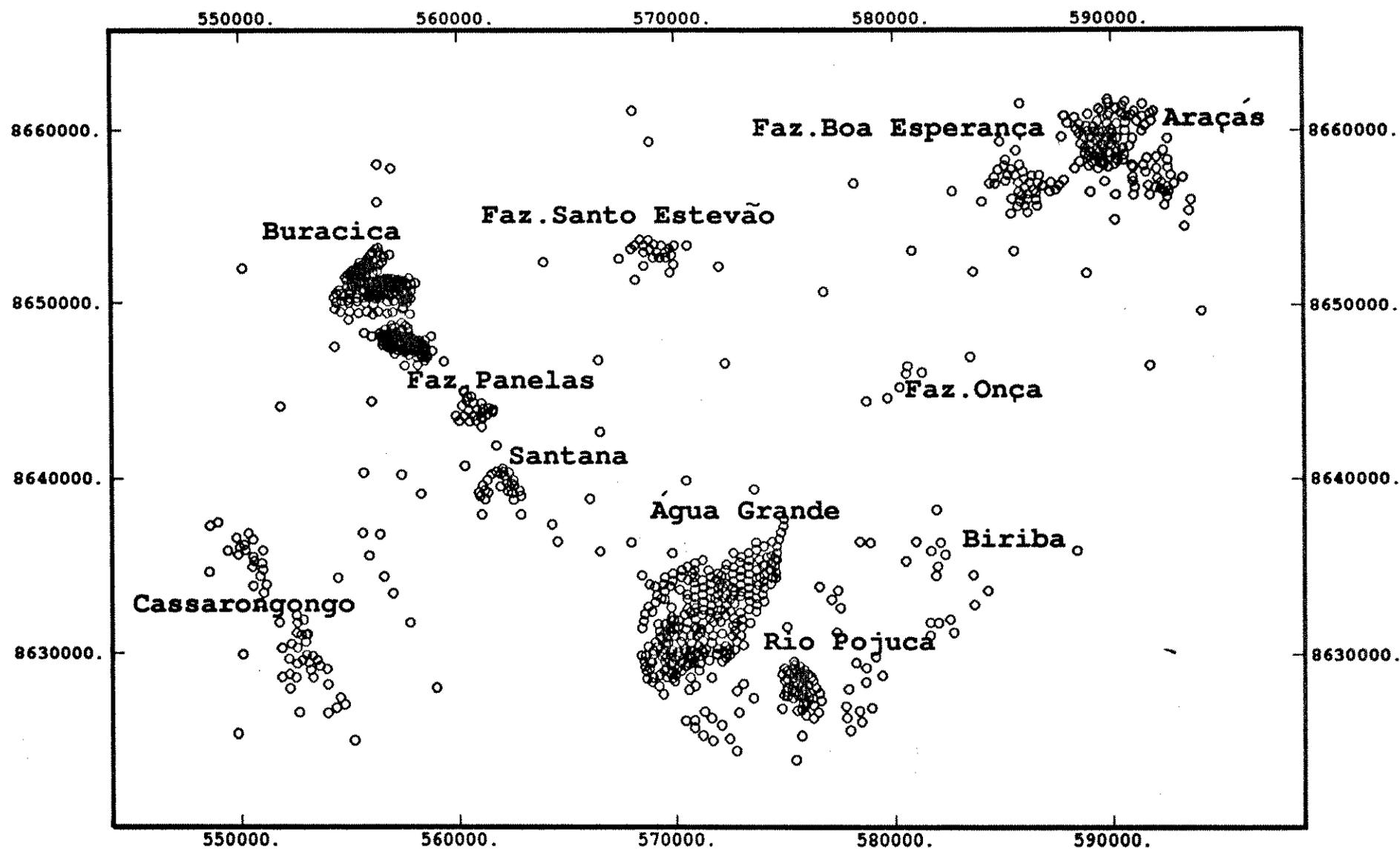


Figura 1.2 Mapa de localização dos poços

Capítulo 2

Geologia da Bacia do Recôncavo

A Bacia do Recôncavo localiza-se no nordeste do Brasil, ocupa uma área de 11.500Km², e corresponde à porção sul de um aulacógeno alongado intracontinental que se estende para norte, englobando as bacias de Tucano e Jatobá. A bacia é limitada a leste pela falha de Salvador, com um rejeito máximo de aproximadamente 5000m, e a oeste pela falha de Maragogipe, com rejeito médio de 200m. Ao norte o limite com a Bacia do Tucano é dado pelo Alto de Aporá, enquanto ao sul a porção exposta da Bacia do Recôncavo é delimitada pelo Alto de Itacaré. As falhas transformantes de Mata-Catu e de Itanagra-Araçás, de direção NW-SE, dividem a bacia em três compartimentos principais - nordeste, central e sul (Fig. 1.1).

Este graben assimétrico é preenchido por sedimentos do Jurássico Superior e Cretáceo Inferior, que caracterizam duas seqüências sedimentares maiores: a primeira, *pré-rift*, composta por um sistema de leques aluviais de clima árido e suas fácies associadas e a segunda, *sin-rift*, por sedimentos aluviais, fluviais, lacustres e deltas lacustres.

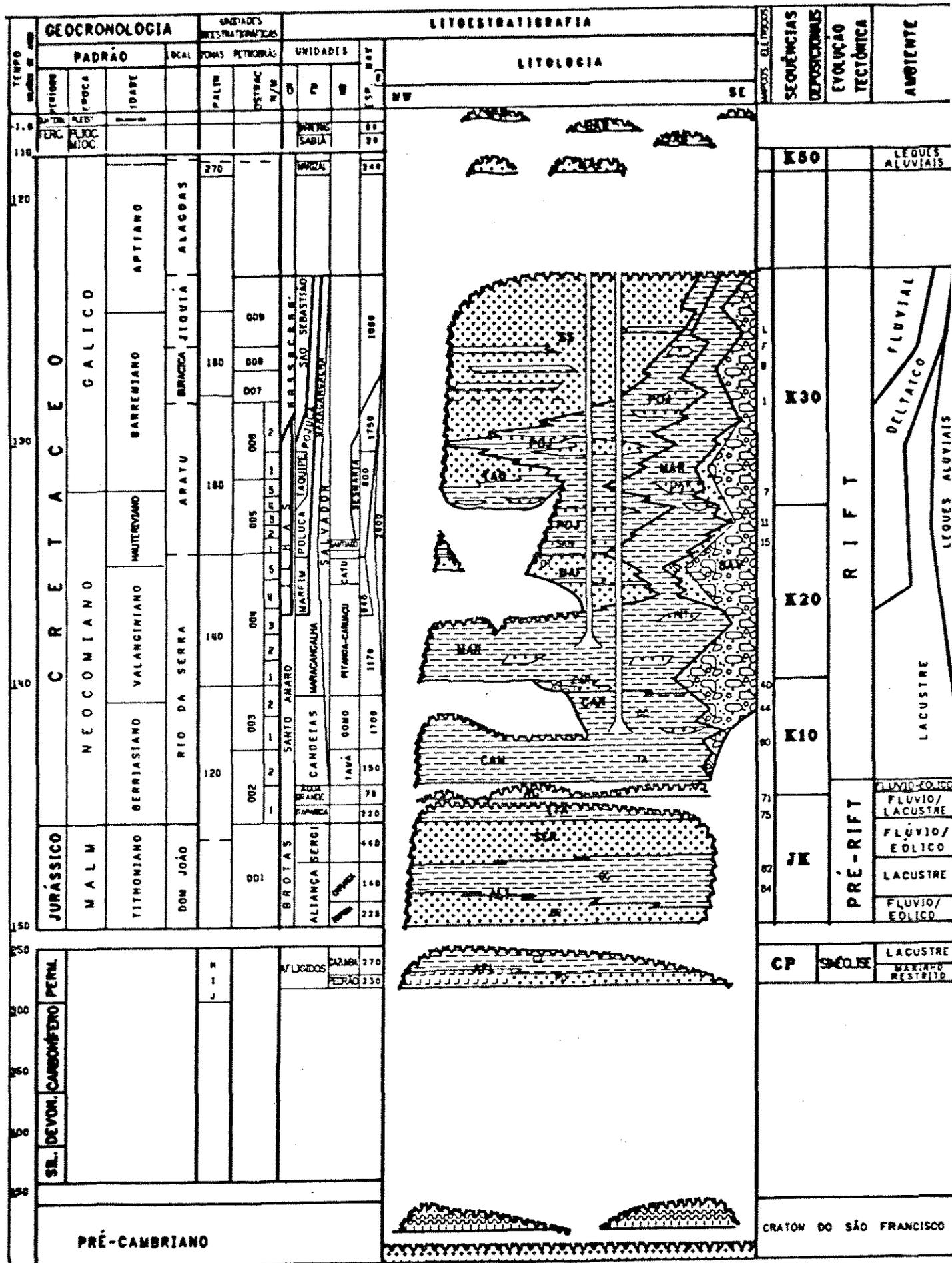
Segundo Figueiredo *et al.* (1994), a fase *pré-rift* representa o principal sistema de acumulação de hidrocarbonetos da bacia, contendo 429,7 milhões m³ (2702,8 milhões de bbl), ou 57% do volume de óleo provado na bacia, distribuído entre 25 campos, entre eles Dom João, Água Grande e Buracica. Os arenitos da Formação Sergi são os principais reservatórios desta fase e contêm 301,8 milhões de m³ (1898,3 milhões de bbl). Estes são seguidos pela Formação Água Grande, que contêm 82,7 milhões de m³ (520,2 milhões bbl).

A coluna sedimentar da Bacia do Recôncavo atinge espessura máxima em torno de 6.000m e encontra-se depositada sobre granulitos do Arqueano e, localmente, sobre rochas metamórficas de baixo grau e sedimentos do Permo-Carbonífero. A quase totalidade de sua seção sedimentar é de idade mesozóica e está inserida no Supergrupo Bahia (Fig. 2.1). Sua evolução relaciona-se aos estágios iniciais da ruptura do paleocontinente Gondwana e à formação do Oceano Atlântico Sul.

No final do Jurássico, uma depressão rasa, estreita, de direção norte-sul, denominada depressão Afro-Brasileira, foi formada ao longo da crista de um geoanticlinal (Ponte, 1971). A Formação Afligidos, de idade permiana, foi depositada nesta sinéclise interior, constituindo-se de depósitos de ambiente marinho restrito e lacustre.

Durante o Jurássico inferior, no início da fase *pré-rift*, foram depositados sedimentos de leques aluviais coalescentes de clima árido, representados na bacia do Recôncavo por folhelhos vermelhos e arenitos do Grupo Brotas. O Grupo Brotas é constituído pelas formações Aliança e Sergi. A Formação Aliança inclui arenitos arcosianos de origem fluvial e lamitos vermelhos de origem lacustre. A Formação Sergi é composta por arenitos de granulação variável (finos a conglomeráticos) com intercalações esporádicas de folhelhos vermelhos na sua base. Tais rochas são interpretadas como produto de um complexo aluvial submetido a retrabalhamento eólico.

No início do Neocomiano (Andar Rio da Serra, final da fase *pré-rift*), foi depositada a Formação Itaparica, caracterizada por uma sedimentação cíclica de arenitos, siltitos e folhelhos, constituindo uma sequência *fining e thinning-upward*. **A Formação Itaparica é recoberta abruptamente por arenitos de granulação fina à média de distribuição regional. Estes arenitos, objeto do presente estudo, constituem a Formação Água Grande e correspondem a depósitos flúvio-eólicos formados em uma planície aluvial extensa, sem a ocorrência de falhamentos durante a sedimentação. Posteriormente, esta superfície árida subsidiu vagarosamente e foi inundada devido ao estabelecimento de um clima mais úmido. Rochas pelíticas, do Membro Tauá da Formação Candeias, foram depositadas neste ambiente lacustre, raso. O Membro Tauá consiste de folhelhos**



fossilíferos cinza-escuros. O seu contato inferior com as rochas da Formação Água Grande é normalmente abrupto, e apresenta um bom contraste nas curvas SP (potencial espontâneo) e de resistividade.

Durante o Andar Rio da Serra começou a evolução do *rift* propriamente dito, com o desenvolvimento de um lago cada vez mais profundo. As rochas que representam essa evolução pertencem ao Membro Gomo da Formação Candeias, e aos membros Caruaçu e Pitanga da Formação Maracangalha. Os folhelhos e carbonatos do Membro Gomo representam depósitos lacustres associados a turbiditos siliciclásticos e, segundo Gaglianone et al., (1985) possuem o maior potencial gerador de hidrocarbonetos da bacia do Recôncavo. A Formação Maracangalha é representada por depósitos de origem lacustre com intercalações de turbiditos.

No final do Andar Rio da Serra ocorreu a deposição do Grupo Ilhas, composto pelas formações Marfim, Pojuca e Taquipe. A Formação Marfim é constituída por arenitos limpos bem selecionados, intercalados com folhelhos cinza-esverdeados. O Membro Catu é o registro da progradação de um sistema deltaico associada ao arrasamento da bacia, marcando um novo estilo de deposição que prevaleceu durante os andares Aratu e Buracica (Neocomiano Superior). Os corpos de areia das formações Marfim e Pojuca foram depositados em sistemas deltaicos arenosos, de geometria tabular e razoável continuidade lateral, interrompidos por fases lacustres transgressivas. A Formação Taquipe inclui sedimentos que preencheram um *canyon* inciso no compartimento sul do Recôncavo. Esta unidade consiste de folhelhos cinzentos laminados com intercalações de margas e arenitos finos.

No início do andar Buracica, a bacia rasa foi dominada por sedimentação fluvial, periodicamente interrompida por inundações. Este registro é representado pela Formação São Sebastião que é composta por arenitos de granulação fina a grossa, friáveis, quartzo-feldspáticos com pelitos intercalados.

Interdigitada com todas as unidades da fase *rift*, a Formação Salvador é o registro de sucessivas reativações tectônicas associadas ao aprofundamento da bacia. Constitui-se de conglomerados polimíticos, compostos de grânulos e seixos de rochas granulíticas, carbonatos, quartzitos, arenitos e folhelhos disseminados em uma matriz arenosa e/ou siltico-argilosa.

Durante e após a deposição dos sedimentos do andar Buracica, uma nova fase de instabilidade tectônica delineou o arcabouço estrutural da bacia. A reativação acentuou a compartimentação definida pelas zonas de falhas de transferência e permitiu a sedimentação do Andar Jequiá (Barremiano).

A Formação Marizal (Aptiano) é composta por arenitos grossos e conglomerados que preencheram os paleovales da Formação São Sebastião.

A seção Cenozóica da Bacia do Recôncavo é representada pelas formações Sabiá e Barreiras. A Formação Sabiá é composta por folhelhos, arenitos e carbonatos e a Formação Barreiras é formada por arenitos grossos e conglomeráticos depositados discordantemente sobre todas as unidades do Supergrupo Bahia e as formações Marizal e Sabiá.

Capítulo 3

A Formação Água Grande na Área de Estudo

A Formação Água Grande, devido a sua importância como um dos principais reservatórios da Bacia do Recôncavo, tem sido intensamente estudada desde 1942. Diversas denominações foram propostas desde seu reconhecimento: "Arenito de Gás do Itaparica", "Zona A", "Arenito A", "Membro Água Grande da Formação Itaparica" e, mais recentemente, "Formação Água Grande" (Caixeta *et al.*, 1994).

A constatação feita por Silva (1978) de uma discordância angular entre o Membro Água Grande e os marcos estratigráficos da Formação Itaparica permitiram a sua elevação à categoria de formação. A ampla distribuição da fácies de retrabalhamento eólico do topo da Formação Água Grande é considerada por alguns autores como evidência de uma discordância entre esta unidade e a Formação Candeias.

3.1 Trabalhos anteriores

Em todos os trabalhos sobre a Formação Água Grande, observa-se que é de senso comum entre os autores o reconhecimento de uma diferenciação faciológica entre os depósitos do topo e da base. Vários autores que estudaram esta unidade atribuíram-lhe uma gênese fluvial (Young, 1958; Mayer 1972 e Netto 1974).

Poucos trabalhos de cunho regional foram feitos até o presente momento. Silva (1978) estudou o arenito Água Grande em toda a bacia procurando enfatizar aspectos estratigráficos, deposicionais e geométricos. Segundo este autor os depósitos arenosos compreendem o registro de dois sistemas deposicionais distintos: um sistema fluvial

anastomosado e meandrante de direção N/NE-S/SW e um sistema lacustre costeiro constituído por cordões litorâneos de direção E-W.

Pantoja (1980) subdividiu o Arenito Água Grande, na área dos campos de Biriba e Sussuarana, em um corpo fluvial proximal (superior) e distal (inferior).

No campo de Cassarongongo, Matto (1984) analisou as características faciológicas da Formação Água Grande através da descrição de 6 testemunhos e 18 lâminas delgadas. O autor caracterizou 2 a 3 ciclos de granodecrescência ascendente típicos de sistemas fluviais meandrantas de sedimentos grossos. Os ciclos descritos correspondem a sucessões incompletas, estando preservada somente a porção inferior e média das barras em pontal.

Barroso & Rivas (1984) fizeram a caracterização e mapeamento das fácies da Formação Água Grande em uma área da parte centro-sul da bacia, englobando os campos de Água Grande, Rio Pojuca e Sussuarana. Da base para o topo da formação foi identificada uma sequência faciológica característica da evolução de um sistema fluvial meandrante para um sistema fluvial entrelaçado, seguido de cursos fluviais efêmeros cujos depósitos foram expostos ao retrabalhamento eólico (Fig. 3.1).

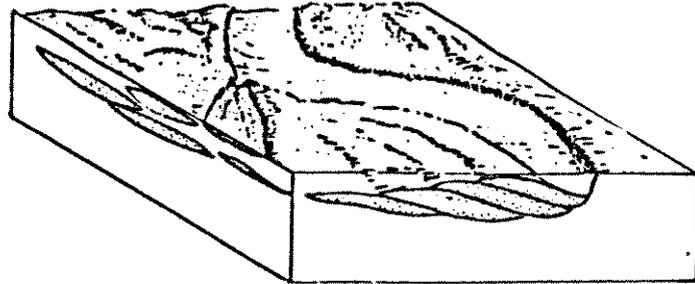
A partir destas considerações trabalhos posteriores convergiram no sentido de identificar, separar e mapear as fácies fluvial e eólica.

Durães (1989) fez uma análise sistemática de três testemunhos da Formação Água Grande no campo de Rio Pojuca, abordando aspectos litológicos, texturais e estruturais. O autor identificou 11 fácies que constituem as seqüências típicas dos sistemas deposicionais reconhecidos por Barroso & Rivas (*op.cit*), havendo algumas recorrências eólicas em menor escala intercaladas nas fácies fluviais.

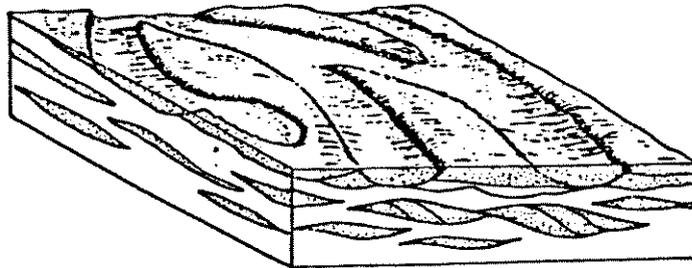
Campos & Perroni (1990), utilizando testemunhos e perfis do campo de Araçás, diferenciaram os depósitos eólico e fluvial. De forma similar ao que ocorre no campo de Rio Pojuca, os autores observaram recorrências verticais das fácies eólicas nos depósitos fluviais.

Chaves & Paz (1993) também reconheceram e mapearam depósitos eólicos e fluviais no campo de Água Grande e os denominaram de unidades AG-1 eólica (topo), AG-1 fluvial e AG-2 fluvial (base).

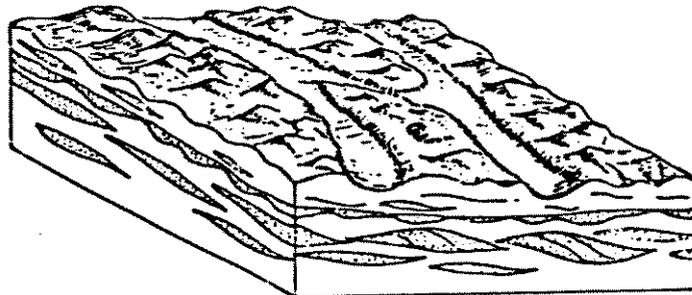
Durante a evolução do projeto de recuperação de hidrocarbonetos do campo



A Rios sinuosos com preservação de barra em pontal



B Rios entrelaçados com preservação de barras longitudinais.



C Acumulação eólica com pouco registro fluvial associado.

Figura 3.1 Bloco diagrama idealizado por Barroso & Rivas (1984), das fases de sedimentação da Formação Água Grande nos campos de Água Grande, Rio Pojuca e Sussuarana.

de Buracica, através de injeção de água, Casanova & Guimarães (1986) observaram aspectos faciográficos e geométricos importantes do Arenito Água Grande. O principal deles é a ocorrência de fácies interdunares, de características permo-porosas pobres, associadas à fácies eólica. A presença destas fácies define heterogeneidades responsáveis por acumulações parcialmente isoladas de hidrocarbonetos. Outro aspecto importante observado pelos autores, é a homogeneidade do efeito diagenético nos dois depósitos. Admite-se que as diferenças no comportamento da produção dos dois tipos litológicos seja devido à melhor seleção granulométrica dos depósitos eólicos.

3.2 Caracterização faciográfica da Formação Água Grande.

Apresenta-se a seguir de forma resumida, as principais características reconhecidas por Durães (1989) e por Barroso & Rivas (*op.cit.*) para as associações faciográficas fluvial meandrante, fluvial entrelaçada e eólica, identificadas nos campos situados à sudeste na área deste trabalho (campos de Rio Pojuca, Água Grande, Sussuarana e Biriba).

Associação faciográfica fluvial meandrante (Fig.3.1 A): esta unidade, aqui denominada de "fluvial 2" (F12), está posicionada na base da formação e é constituída por um ou dois ciclos de granodecrescência ascendente. Estes ciclos iniciam-se com arenitos conglomeráticos, gradando à grossos e médios com estratificação cruzada acanalada de médio porte; seguem-se arenitos finos com estratificação cruzada de pequeno porte e microlaminações cruzadas cavalgantes. O topo de cada ciclo é marcado por folhelhos argilo-siltosos.

Associação faciográfica fluvial entrelaçada (Fig. 3.1 B): esta associação, denominada neste trabalho de "fluvial 1" (F11), encontra-se sobreposta à unidade F12, e é formada por arenitos médios de seleção moderada, isentos de gradação granulométrica, com estratificações cruzadas acanaladas e planares de médio porte.

Associação faciológica eólica (Fig. 3.1C): esta associação, aqui denominada de "eólico do topo" (Eol) posiciona-se preferencialmente sobreposta à associação FI1 (topo da formação) , sendo formada essencialmente por arenitos médios, bem selecionados e bem arredondados, com estratificações cruzadas planares de baixo, médio e alto ângulo. Ocorrem também laminações horizontais e cavalgantes transladantes. Tipicamente ocorrem lâminas de fluxo de grãos (*grain flow*), onde são frequentes gradações inversas, e laminações características de processos de queda de grãos (*grain fall*).

Nos depósitos fluviais há maior incidência de argilas compostas por camadas de illitas/esmectitas (radioativas). Estas argilas ocorrem como matriz, como intraclastos argilosos esmagados, ou como películas infiltradas ainda no ambiente deposicional.

Segundo Barroso & Rivas (1984), apesar de terem sido submetidos à mesma evolução diagenética, os depósitos eólicos foram menos afetados e apresentam quantidades menores de cimento (teores abaixo de 5%). O reservatório fluvial apresenta teores de cimento acima de 5% e uma quantidade média de matriz argilosa de 3%. Para Barroso & Rivas (1984), a baixa cimentação dos arenitos eólicos pode ser associada à ausência de camadas de folhelhos intercaladas, assim como à reduzida presença de fração fina dispersa no arcabouço. Os minerais de argila constituiriam importante fonte fornecedora de cátions para precipitação tanto de calcita como silicatos.

Através das descrições de testemunhos dos depósitos flúviais e eólicos, observa-se que não ocorrem mudanças litológicas significativas na área em estudo. Variações laterais localizadas ocorrem principalmente nas fácies fluviais devido à concentrações locais de intraclastos argilosos e/ou camadas erráticas de folhelhos pouco expressivos. Os locais onde os depósitos fluviais são mais heterogêneos (com maior conteúdo de intraclastos e folhelhos) caracterizam regionalmente barreiras de permeabilidade que devem afetar o comportamento de produção e injeção.

3.3 Porosidade e permeabilidade

Bruhn (1990) analisando de forma integrada medidas de porosidade e permeabilidade de testemunhos de diversos campos da bacia, observou que invariavelmente, independente da posição e profundidade, as fácies eólicas apresentam melhores condições permo-porosas que as fluviais. O autor ainda ressalta os valores anômalos (elevados) destas propriedades no campo de Biriba, em relação aos reservatórios eólicos na mesma profundidade (Fig. 3.2).

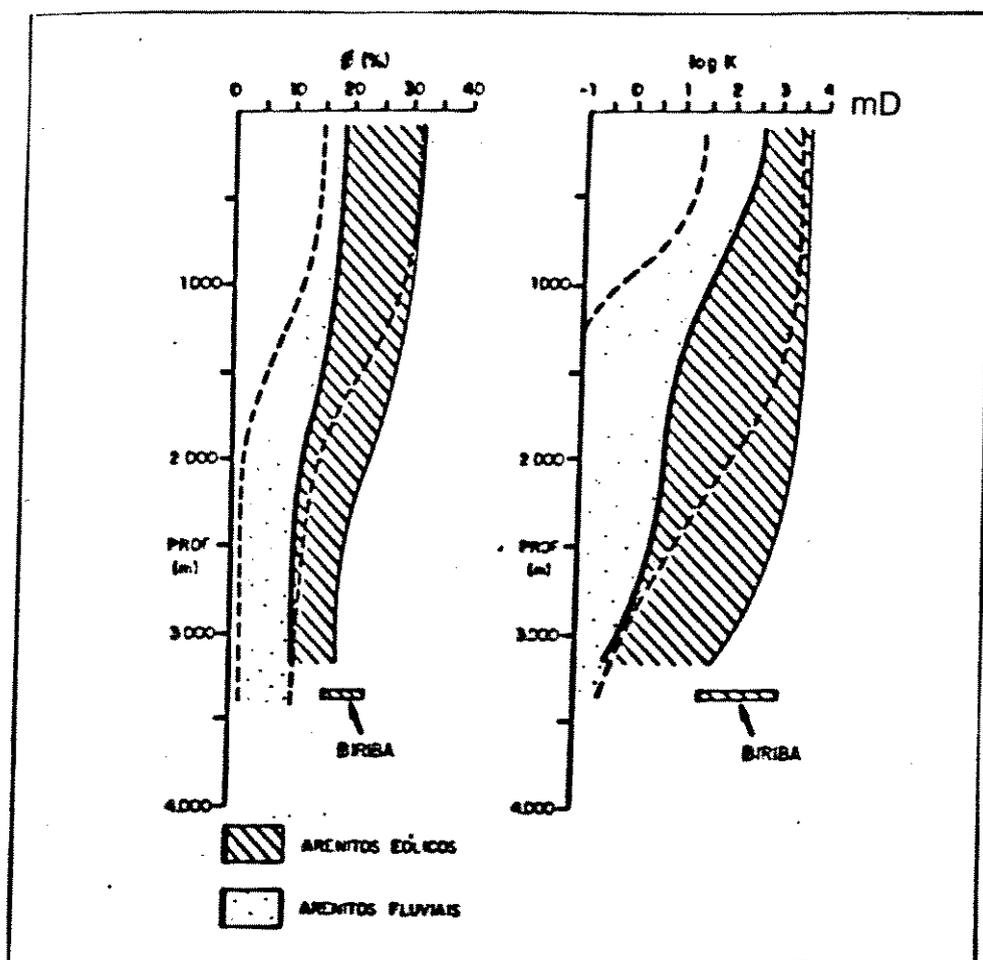


Figura 3.2 Distribuição da porosidade e permeabilidade com a profundidade para as associações faciológicas eólica e fluvial da Formação Água Grande (Bruhn, 1990).

CAPÍTULO 3 - A FORMAÇÃO ÁGUA GRANDE NA ÁREA DE ESTUDO

Os arenitos eólicos do topo da formação apresentam maturidade composicional e textural mais elevada que os fluviais. O diacronismo da evolução diagenética em função de subsidências diferenciadas, pode ter gerado variações dos tipos diagenéticos e de suas proporções, afetando de forma diferente as propriedades petrofísicas dos campos. Na Formação Água Grande, os fatores sedimentares predominaram na definição da variabilidade das propriedades médias dos reservatórios. Logo, durante a evolução diagenética, as variações das características permo-porosas foram controladas por seus aspectos sin-deposicionais. Apenas localizadamente, e em menor escala, a forma dos perfis é afetada por componentes diagenéticos. Ou seja, de um campo para o outro há variações das propriedades médias, porém a forma como estas variam da fácies fluvial para a eólica é muito semelhante.

A tabela 1.1 mostra os valores médios de porosidade e permeabilidade das fácies fluvial e eólica dos principais campos pertencentes à área deste projeto.

Tabela 3.1 Valores médios de porosidade (ϕ) e permeabilidade(K) dos principais campos produtores da área de estudo

CAMPOS	EÓLICO		FLUVIAL ENTRELAÇADO		FLUVIAL MEANDRANTE	
	ϕ (%)	K(mD)	ϕ (%)	K(mD)	ϕ (%)	K(mD)
ÁGUA GRANDE	21	720	15	150	15	
RIO POJUCA	18	350	9	6	9	6
ARAÇÁS	13	22	8	1	Ausente?	
BURACICA	25	800	21		Ausente	
CASSARONGONGO	Ausente		Ausente?		14	130

3.4 Reconhecimento em perfis das fácies eólica e fluvial

Frequentemente, três formas principais dos perfis de raios gama (RG) são utilizadas como base para identificação de fácies deposicionais, especialmente no caso de arenitos (Fig 3.3). As três formas são: de sino (aumento contínuo do valor de RG no sentido ascendente), de funil (decréscimo contínuo do valor no sentido ascendente) e cilíndrica (menor valor constante entre dois valores elevados).

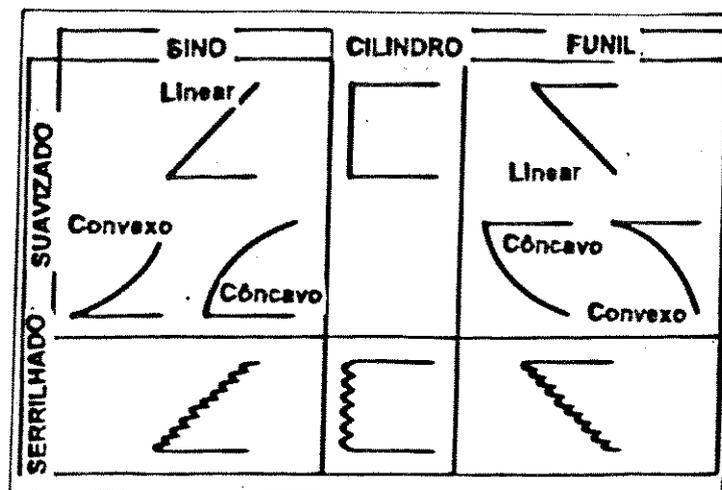


Figura 3.3 Terminologia clássica das formas básicas utilizadas na descrição de arenitos em perfis de raios gama e potencial espontâneo (adaptado de Doveton, 1994).

A forma de sino indica uma granodecrescência ascendente típica de depósitos de canais ou areias marinhas transgressivas. A forma de funil é a resposta de uma granocrescência ascendente típica de barras litorâneas ou depósitos de frente deltaica. E a forma cilíndrica reflete uma certa homogeneidade litológica e textural exemplificada pelos depósitos eólicos ou barras de rios entrelaçados (*braided*). Dependendo do grau de heterogeneidade dos depósitos estas curvas podem apresentar serrilhamentos.

Os perfis de potencial espontâneo (SP) em intervalos pouco cimentados tendem a apresentar de forma mais suavizada, respostas similares às do raios gama. Neste tipo de análise utiliza-se a forma do perfil mais como um indicativo de mudanças

no tamanho dos grãos. Ou seja, baixos valores de RG normalmente são interpretados como resposta de uma granulometria grossa, enquanto altos valores representariam granulometria fina. Porém, a ferramenta de raio gama não mede tamanho de grão e sim radioatividade, e nem tudo que é radioativo é argiloso, assim como as argilas não são necessariamente radioativas.

Segundo Rider (1990), a interpretação faciológica através das formas dos perfis requer o conhecimento de pelo menos três relações implícitas: (i) a relação entre a resposta do perfil de RG com o conteúdo de argila, (ii) a relação do conteúdo de argila com a granulometria e (iii) a relação do sequenciamento da granulometria com os modelos de fácies deposicionais.

Neste trabalho, o reconhecimento das fácies eólica e fluvial foi feito através da interpretação de perfis (radioativos, elétricos e acústicos). Análises das descrições, fotografias e medidas de porosidade e permeabilidade dos testemunhos disponíveis foram utilizadas para calibrar a interpretação. Os perfis integrados dos principais campos produtores estão representados nas figuras 3.5, 3.6, 3.7, 3.8 e 3.9. Nestes observam-se contrastes marcantes, nos perfis litológicos e petrofísicos, entre as unidades eólica e fluvial. Em alguns deles também se verificam contrastes entre o FI1 e FI2. A simbologia utilizada nos perfis compostos encontra-se na figura 3.4.

De um modo geral os perfis apresentam a seguinte ordem crescente de importância na identificação das fácies eólica e fluvial

POTENCIAL ESPONTÂNEO → RESISTIVIDADE → SÔNICO →
RAIOS GAMA → DENSIDADE.

Na presença da fácies eólica, o perfil sônico apresenta valores maiores do tempo de trânsito. Os valores registrados neste perfil diminuem do Eol para FI1, e em alguns casos para FI2 (Fig. 3.6 e 3.7). Isto ocorre devido a diminuição da porosidade em função do aumento de cimento, matriz e intraclastos argilosos.

Nos perfis de densidade, os valores de porosidade medidos, diminuem de Eol (topo) para o FI1 e FI2 (base) (Figs. 3.6 e 3.7). Os contrastes entre as fácies eólica e fluvial são bem marcantes, permitindo a individualização de camadas eólicas da ordem de 1 a 4m intercaladas nos depósitos fluviais (Fig.3.8).

Os perfis de potencial espontâneo (SP) e raios gama (RG) apresentam respectivamente as formas de sino, cilíndrica serrilhada e cilíndrica reta para FI2, FI1 e Eol. A separação entre Eol e FI1 através do uso destes perfis torna-se complicada, quando a última é composicionalmente mais madura (menor conteúdo de argila). Neste caso o uso dos perfis de porosidade é imprescindível para a identificação. Esta é a situação da área que engloba o campo de Buracica (Fig.3.9).

Os perfis de resistividade foram muito úteis na identificação dos depósitos eólicos e fluviais. Na fácies eólica os valores de resistividade são menores e normalmente o perfil apresenta forma retilínea. Ao atingir a fácies fluvial ocorre um aumento significativo de seus valores.

Os perfis de raio gama e/ou SP, em conjunto com os de resistividade, foram muito úteis na análise faciológica de poços situados fora do domínio dos campos produtores onde os perfis de porosidade são escassos. A ausência destes, em poços com pequeno intervalo da formação (1 a 5 metros), torna a interpretação bastante duvidosa. Alguns destes casos foram solucionados por correlação estratigráfica; outros, devido ao isolamento, foram descartados afim de se evitar o aumento de incertezas na análise geoestatística.

Em alguns casos verificou-se uma separação entre as curvas de resistividade de investigação rasa (SN) e profunda (ILD), que diminui do Eol para o FI1. Em presença de rochas muito permeáveis a curva rasa é afetada pelo reboco formado, registrando valores elevados de resistividade, e a curva de investigação profunda, na presença de Eol, registra valores menores. À medida em que as condições permo-porosas diminuem, em função do acréscimo do teor de argila, esta separação diminui.

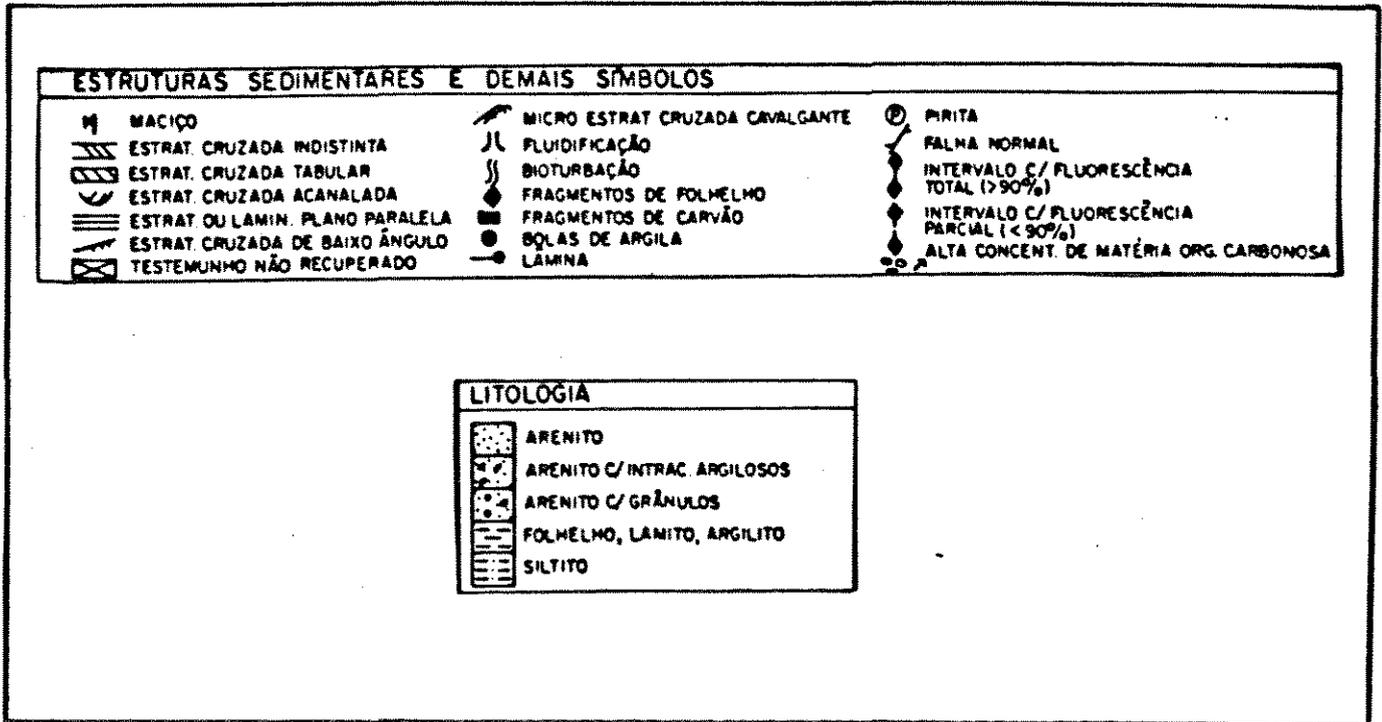


Figura 3.4 Simbologia utilizada nos perfis compostos.

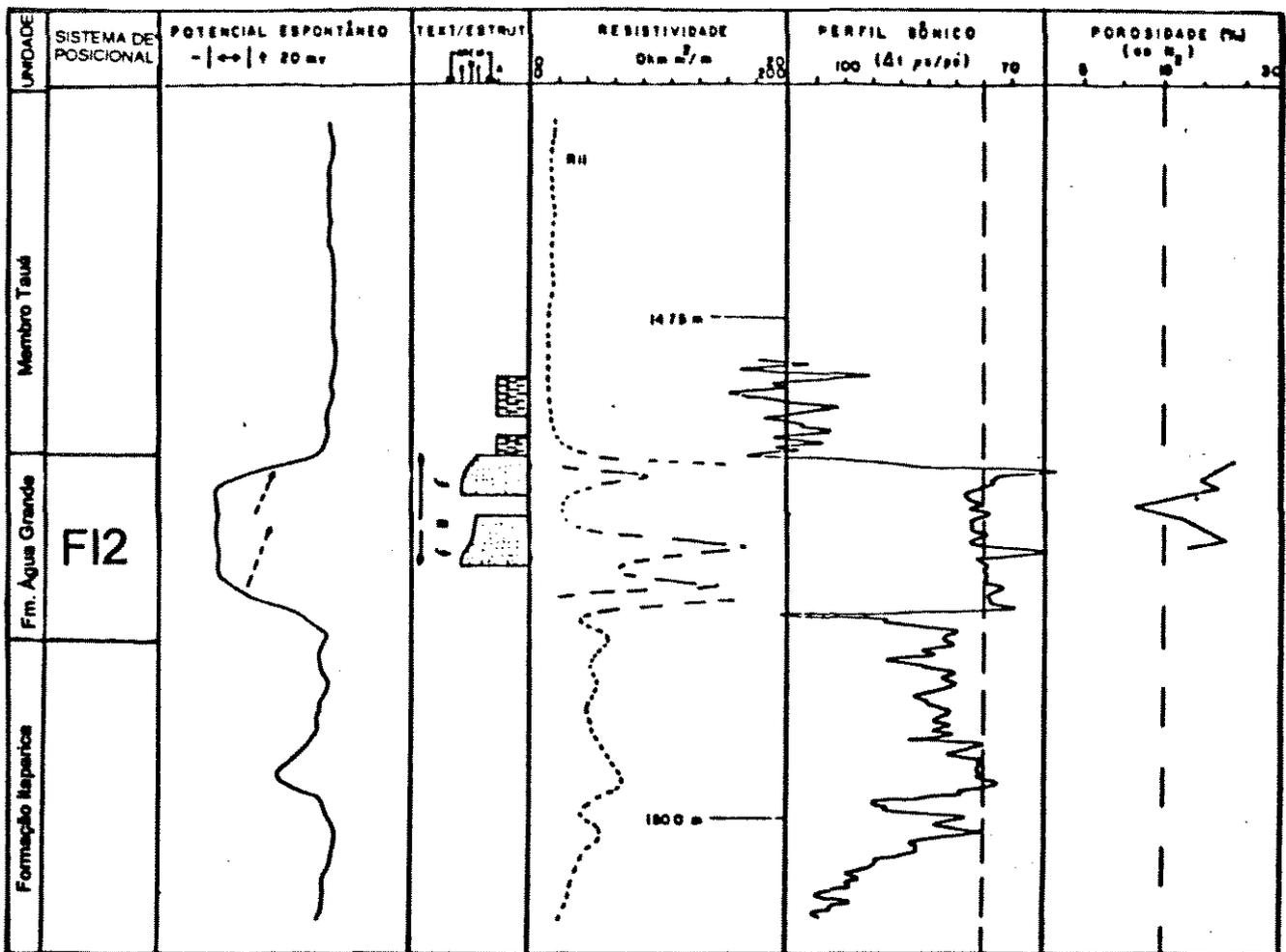


Figura 3.5 Perfil integrado do campo de Cassarongongo (adaptado de Mato, 1984).

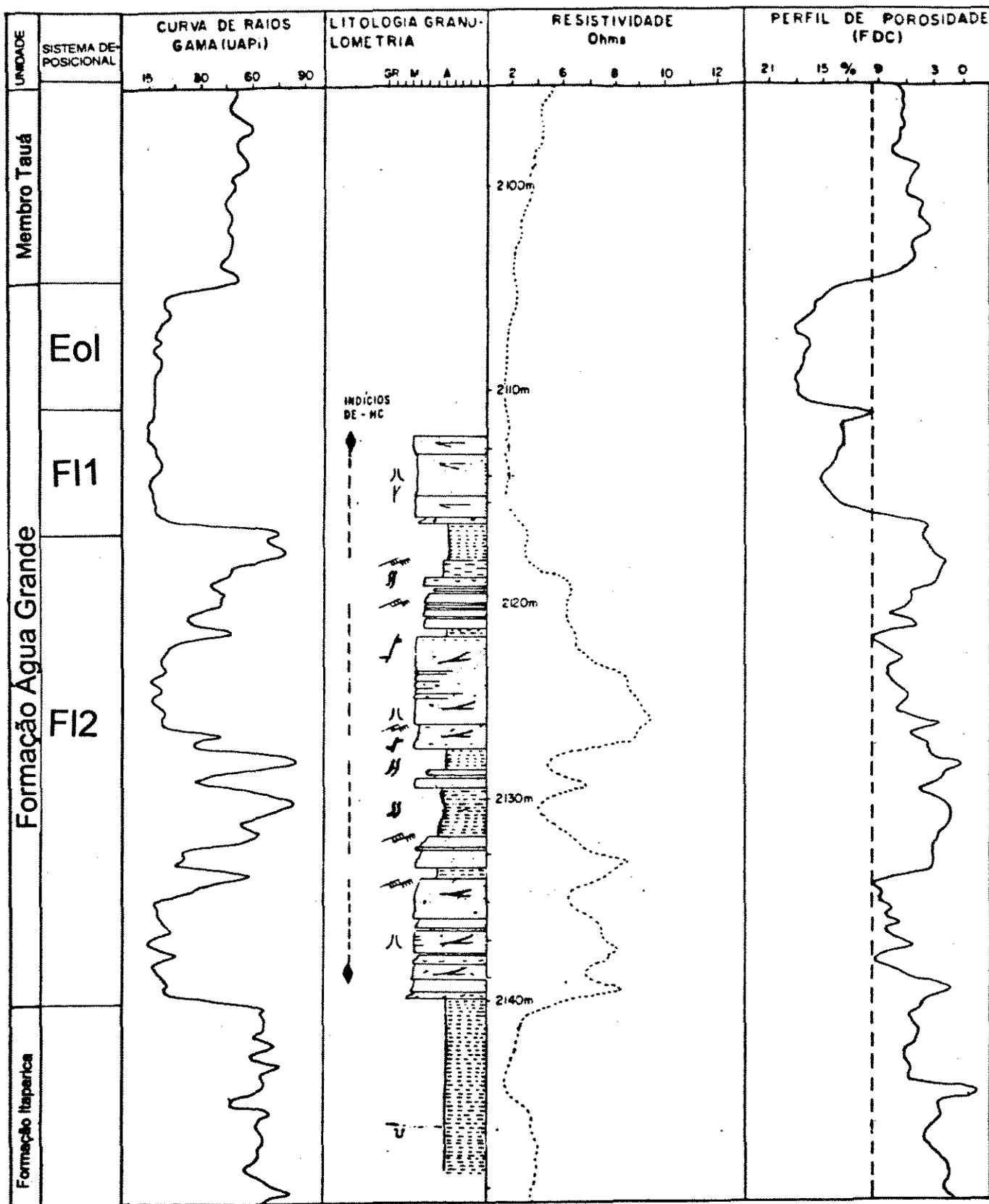


Figura 3.6 Perfil integrado do campo de Sussuarana (adaptado de Barroso, 1984).

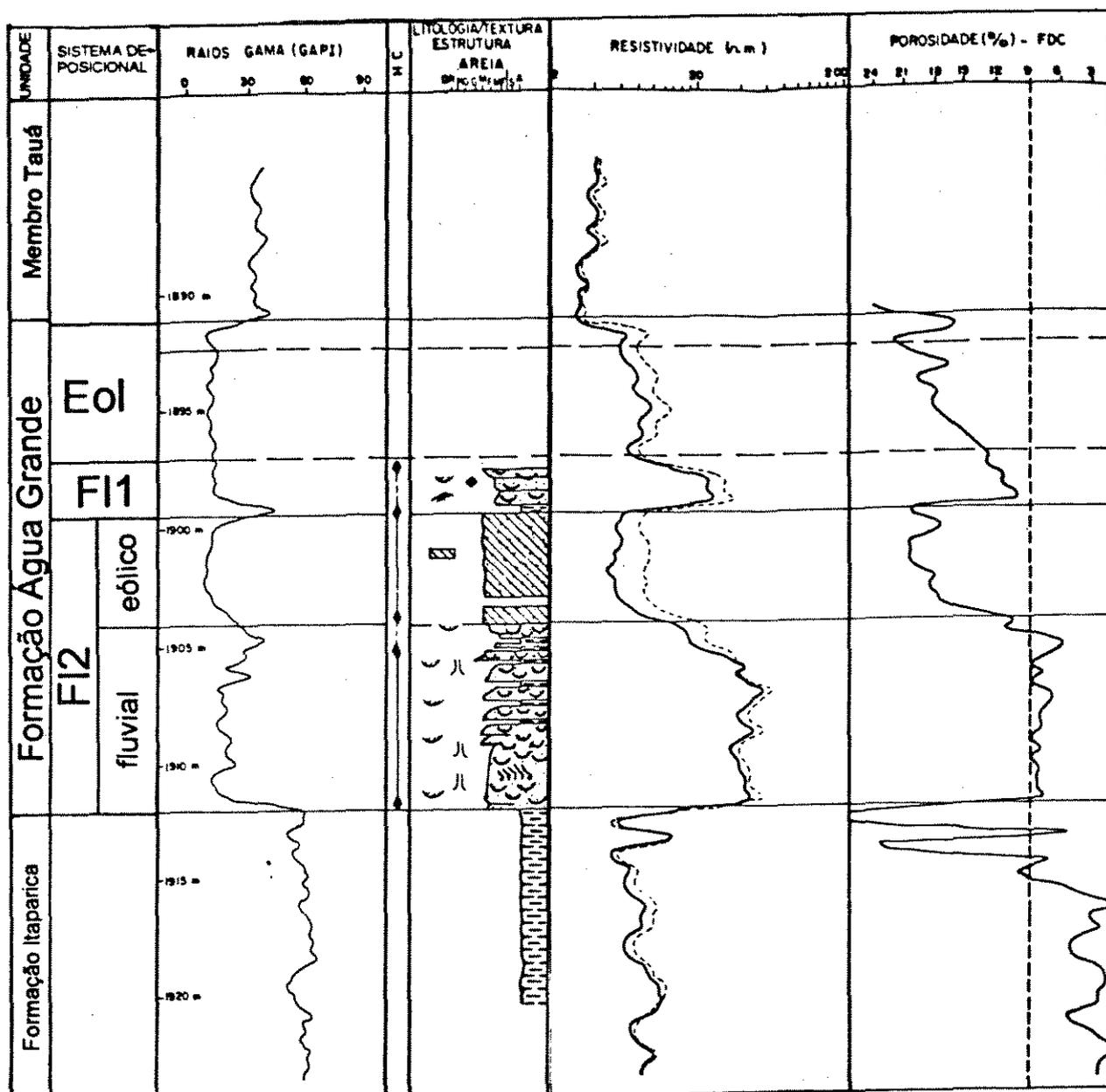


Figura 3.7 Perfil integrado do campo de Rio Pojuca (adaptado de Durães, 1989).

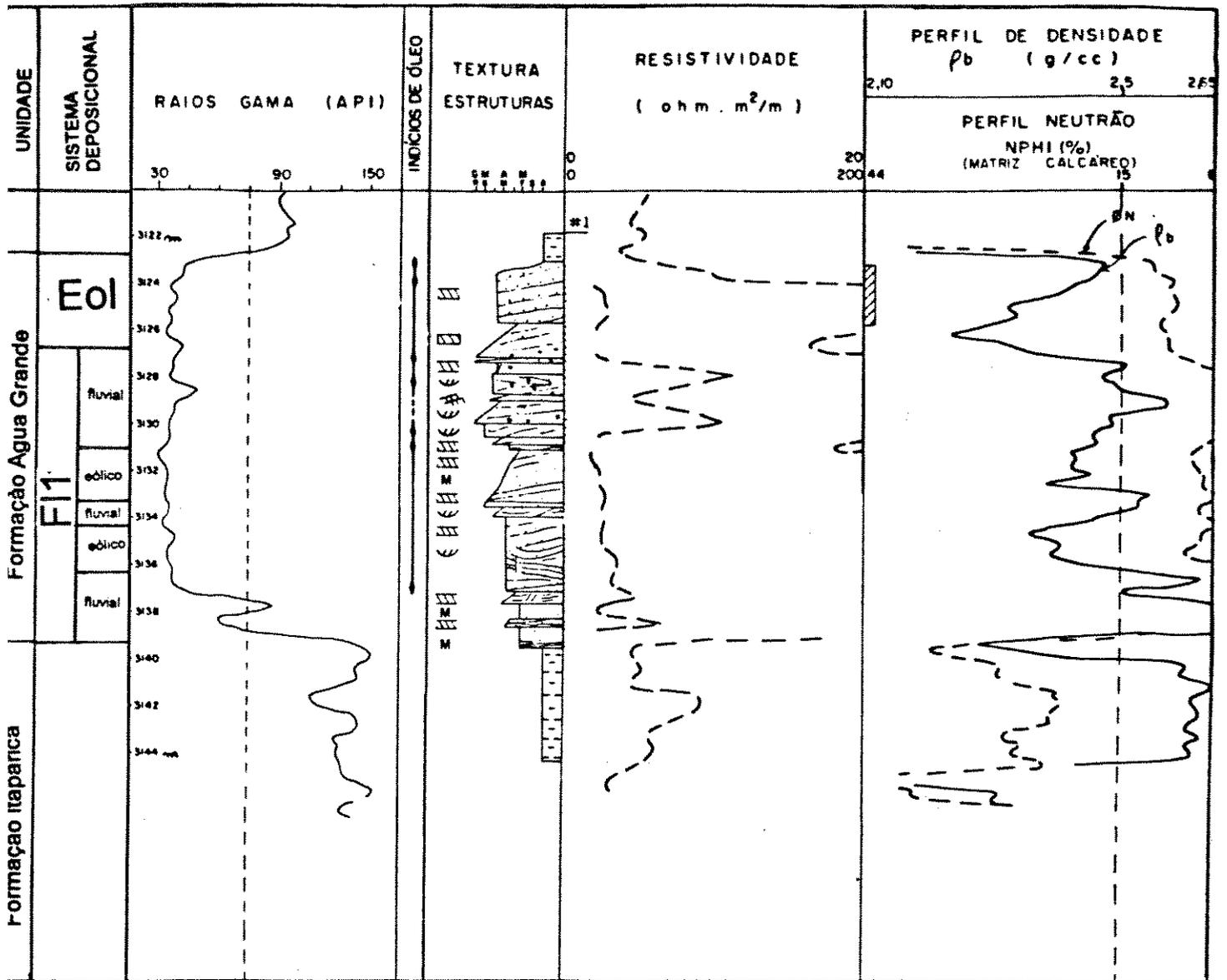


Figura 3.8 Perfil integrado do campo de Araçás (adaptado de Campos, 1990).

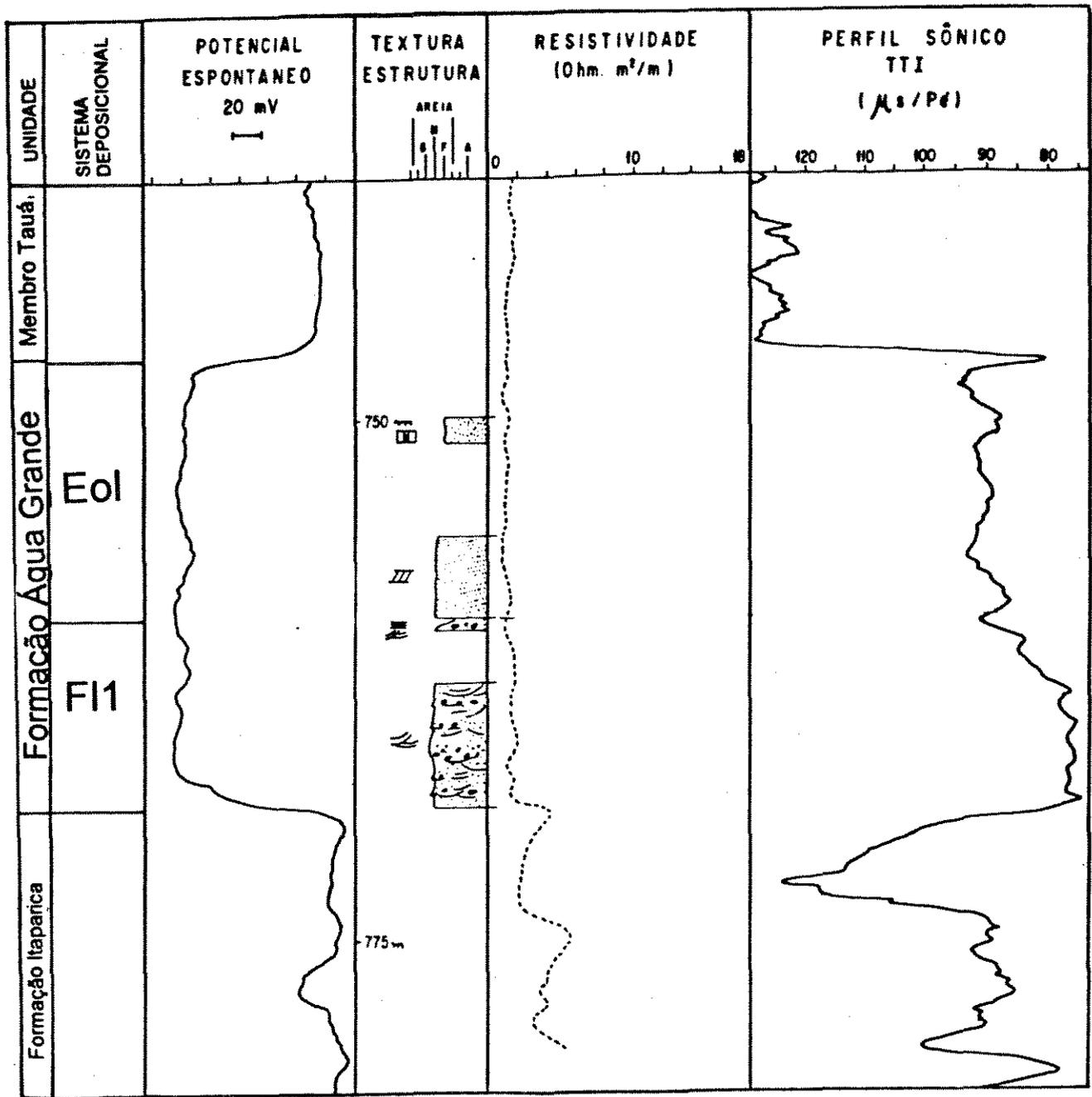


Figura 3.9 Perfil integrado do campo de Buracica (adaptado de Casanova, 1986).

3.5 Mapeamento e estratigrafia dos reservatórios eólico e fluvial.

A Formação Água Grande é constituída por uma sucessão faciológica de rochas siliciclásticas formadas em uma planície aluvial extensa sob condições de aridez climática (Barroso & Rivas, 1984; Durães, 1989).

As fácies características dos depósitos desta unidade não apresentam mudanças laterais significativas através da área em estudo. As variações verticais de composição e textura caracterizam as fácies típicas dos sistemas eólico e fluvial.

Considerando-se a relativa invariabilidade composicional das unidades da Formação Água Grande é possível fazer o rastreamento regional dos diferentes conjuntos faciológicos através da análise qualitativa de perfis em poços não testemunhados.

Na área em estudo, FI1 e Eol só não foram identificados no campo de Cassarongongo.

O sistema FI2 da base da formação, reconhecido por alguns autores nos campos de Água Grande, Rio Pojuca e Sussuarana (Barroso & Rivas, 1984; Durães, 1989), foi rastreado por correlação estratigráfica, através dos campos de Biriba, Fazenda Onça, Araçás (bloco sul), Santana, Fazenda Panelas e Cassarongongo. A correlação destes depósitos entre os campos de Cassarongongo e Santana, foi feita através dos perfis de resistividade de dois poços exploratórios situados entre os dois campos.

As figuras 3.10 e 3.11 mostram a localização das seções estratigráficas regionais e locais. As seções regionais e do campo de Araçás foram construídas utilizando-se como datum o topo do Membro Tauá (Figs. 3.12 e 3.14). Nas seções estratigráficas dos campos de Água Grande e Rio Pojuca, utilizou-se como datum o folhelho que recobre o FI2 (Fig. 3.13).

Através das seções estratigráficas regionais (Fig. 3.12) observa-se que a Formação Água Grande apresenta espessamentos para SE e NE, com variações de espessuras mais acentuadas na direção NW-SE.

Na área de estudo foi identificada uma discordância entre a Formação Água Grande e a Formação Itaparica sotoposta. Os depósitos da primeira não se dispõem

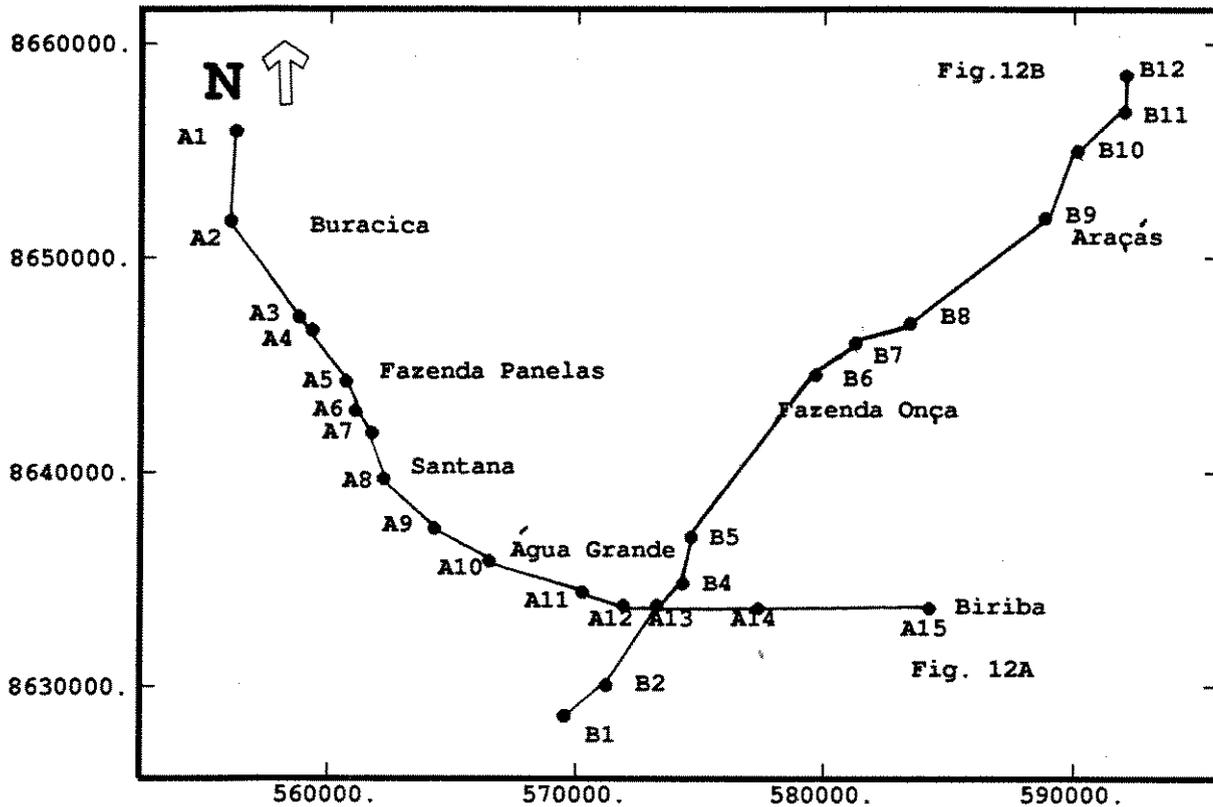


Figura 3.10 Localização das seções estratigráficas regionais.

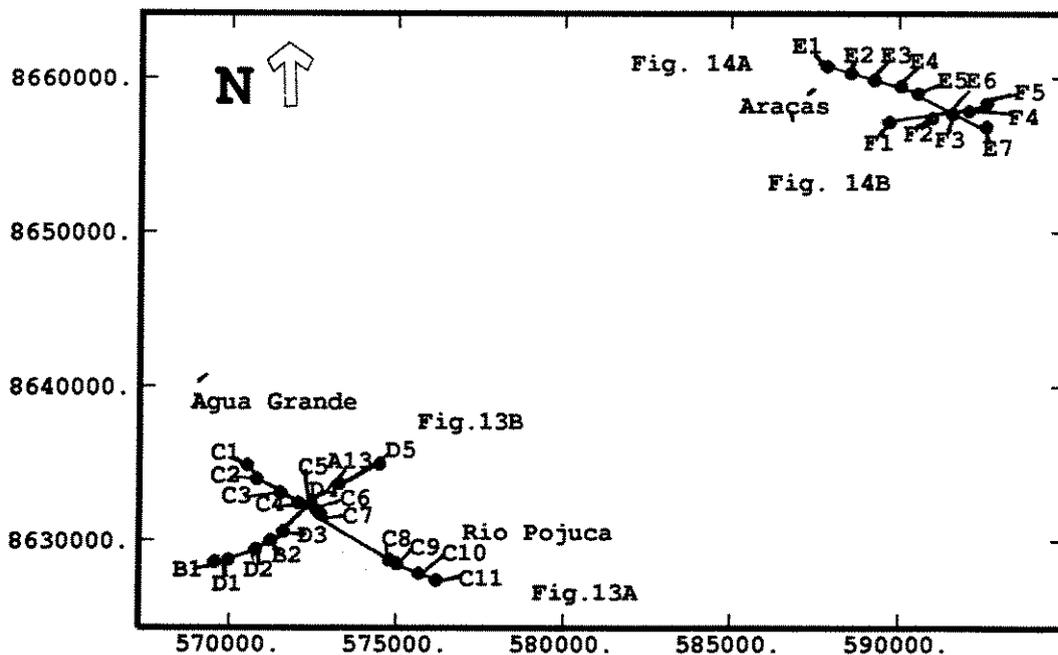


Figura 3.11 Localização das seções estratigráficas de campo.

paralelamente aos arenitos contínuos e aos marcos estratigráficos da Formação Itaparica (Fig. 3.12). Nas seções estratigráficas dos campos produtores, observam-se truncamentos dos marcos situados abaixo da Formação Água Grande. A base de FL2, em alguns locais, é limitada por superfícies erosionais que cortam os marcos imediatamente sotopostos (Figs. 3.13 e 3.14). Na análise regional, estas feições são relevantes e caracterizam uma discordância.

O FI2 é constituído por corpos descontínuos que tornam-se mais espessos e heterogêneos à sudeste e nordeste da área (Fig. 3.12). Esta heterogeneidade, produto de retrabalhamentos eólicos locais, é representada por camadas de arenitos eólicos com espessura entre 1 a 3m. Estas intercalações são responsáveis pelas variações locais da isópaca do sistema (Fig. 3.14).

O sistema fluvial FI1 (entrelaçado) separa-se do sistema fluvial FI2 (sinuoso), em grande parte da área de estudo, por um folhelho radioativo de espessura de 1-2m. Caracteristicamente, o FI1 apresenta espessura quase constante por toda área e, em alguns locais (campos de Araçás e Fazenda Panelas) contém intercalações de camadas eólicas de até 2m de espessura. Na ausência dos perfis de densidade e sônico, a discriminação e mapeamento destas intercalações é bastante dificultada.

A transição do FI1 para o Eol, nas áreas que englobam os campos de Buracica e Fazenda Santo Estevão (noroeste e norte da área em estudo), é abrupta (não ocorrem intercalações de fácies eólicas) (Fig. 3.12A). Nas porções central, sudeste e nordeste da área a presença de camadas eólicas pouco espessas, intercaladas aos depósitos fluviais, constituem evidência de uma transição gradual de um sistema para outro (Figs. 3.12 e 3.14).

Os depósitos eólicos do topo da formação são homogêneos e apresentam fortes variações de espessura, principalmente na direção NW-SE (Fig. 3.12A). Estes são recobertos concordantemente por um conjunto de camadas de folhelhos fossilíferos que constituem sucessões transgressivas lacustres do Membro Tauá. Estas sucessões delineam a topografia ondulada dos depósitos eólicos do topo da formação e são limitadas acima por camadas carbonáticas que apresentam contrastes nas curvas de raios gama e de resistividade.

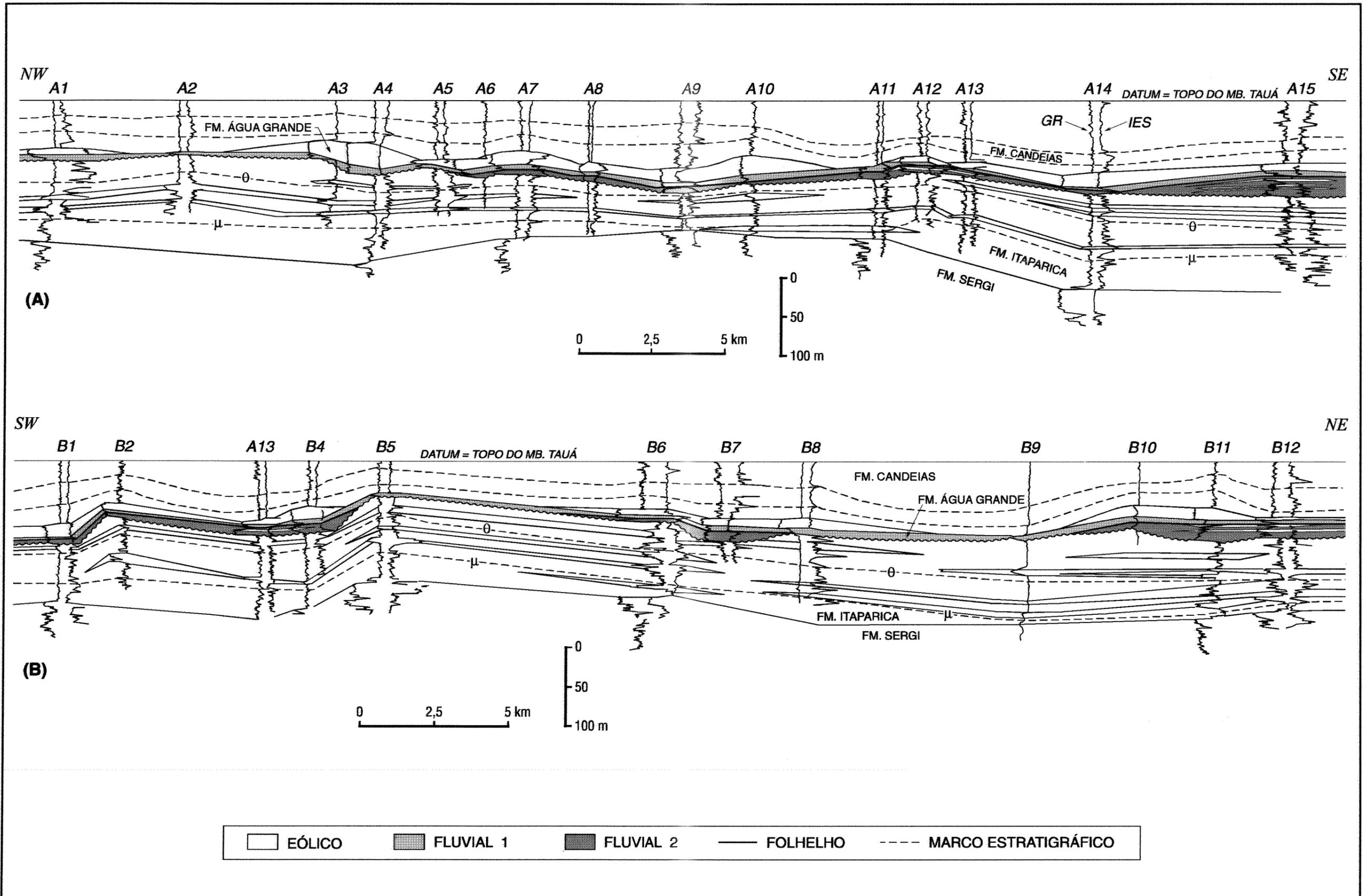


Figura 3.12 - Seções estratigráficas regionais.

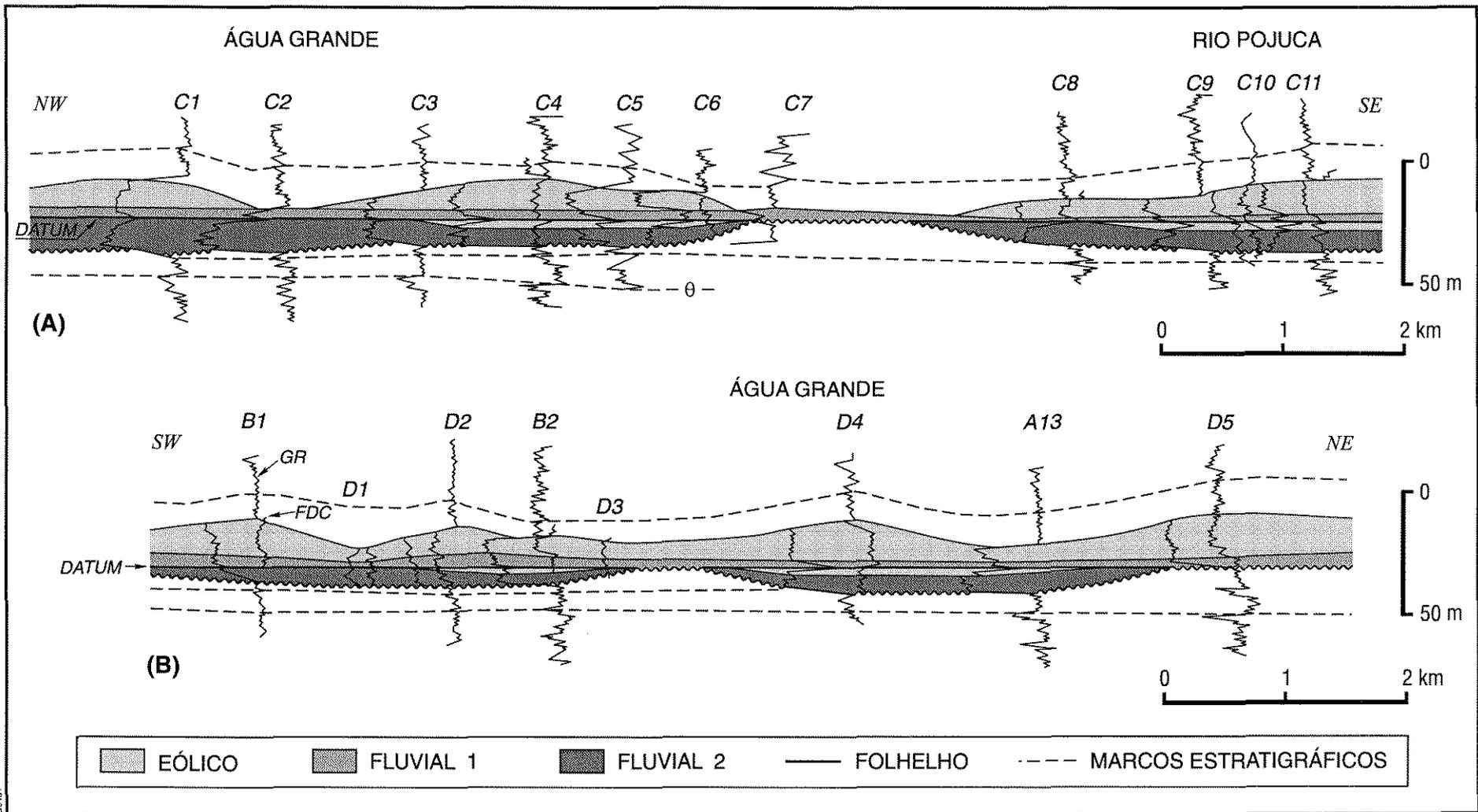


Figura 3.13 Seções estratigráficas dos campos de Água Grande e Rio Pojuca.

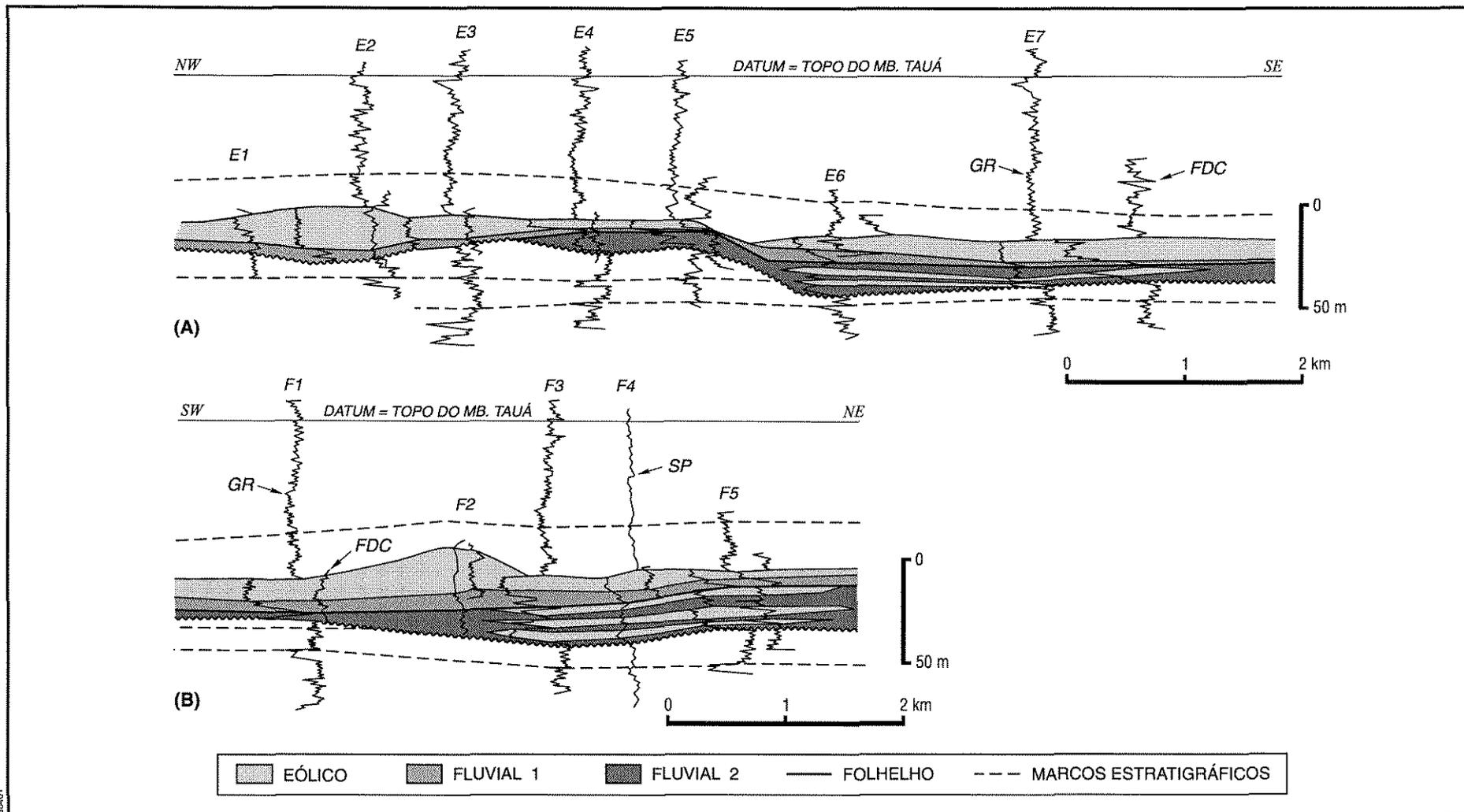


Figura 3.14 Seções estratigráficas do campo de Araçás.

Capítulo 4

Análise Geoestatística

A "Geoestatística" está relacionada à Teoria das Variáveis Regionalizadas, idealizada por George Matheron entre 1957 e 1962. Esta ferramenta tem sido utilizada na quantificação das variáveis de vários fenômenos naturais. A ampla aplicabilidade desta técnica nas diversas áreas da geociências tem despertado o interesse da comunidade científica.

Algumas análises estatísticas são bastante populares em geologia, como por exemplo as técnicas empregadas em estudos de sedimentologia, geoquímica, etc. Em geoestatística as propriedades fundamentam-se na Estatística Clássica porém, leva-se em consideração o espaço físico da variável em análise.

A arquitetura de um reservatório é definida pelo seu arranjo interno (trama faciológica) e pela sua geometria, que são definidos por processos deposicionais característicos. Estes últimos são extremamente sensíveis a fenômenos que ocorrem em diversas escalas, tais como: variações tectônicas e meteorológicas, topografia da superfície deposicional, volume e tipo de sedimentos provenientes da fonte, oscilações do nível do mar, etc.

Os processos deposicionais caracterizam-se por uma perda gradual de energia, que se reflete na variabilidade estrutural e composicional do seu produto (depósito). A reincidência de um determinado processo produz um novo corpo sedimentar que irá se posicionar acima, ao lado ou na frente do depósito já formado. Deste modo, um reservatório siliciclástico, na maioria dos casos, é formado por corpos amalgamados, que correspondem a ciclos deposicionais de alta frequência (menor escala). Se computarmos a espessura e orientação de cada depósito individualmente, veremos que

a resultante corresponde à arquitetura do reservatório. Para se fazer uso de técnicas geoestatísticas de estimativa é necessário obter primeiramente modelos de variabilidade do fenômeno em análise. O modelagem matemática da superposição de processos deposicionais e do seu resultado pode ser muito útil na caracterização do reservatório.

A análise variográfica das espessuras de sistemas deposicionais, além do modelo de variabilidade necessário à estimativa, fornece parâmetros que auxiliam a compreensão da morfologia e orientação de seus depósitos.

Segundo Soares, (1994), a análise variográfica regional das espessuras de unidades estratigráficas em bacias sedimentares, com alguns cuidados especiais, produz também bons resultados no estudo de controles tectônicos sin-sedimentares. Estes autores aplicaram técnicas geoestatísticas na estimativa regional da isópaca da Formação Botucatu (sistema eólico); Bacia do Paraná, e obtiveram resultados que auxiliaram na previsão da organização espacial e morfológica desta unidade, que constitui um importante aquífero.

Neste capítulo são apresentados os resultados das principais etapas de estimativa (krigagem) dos depósitos flúvio-eólicos e alguns aspectos teóricos necessários à compreensão da abordagem prática. O item 4.4.2 se refere à variografia e às estimativas das probabilidades associadas a determinados parâmetros de corte (*cutoffs*) de espessura do depósito eólico, tendo em vista sua maior importância como rocha-reservatório.

Alguns conceitos básicos de estatística/geoestatística são importantes na compreensão das técnicas utilizadas neste trabalho, os quais são apresentados no Apêndice1.

4.1 Variografia-Análise estrutural

A variografia é uma técnica de análise estrutural (espacial) de uma ou mais variáveis regionalizadas. Através da medida da correlação existente entre os valores tomados em dois pontos no espaço constroi-se uma imagem da variabilidade dos dados em estudo. São três os tipos de variogramas: o verdadeiro (desconhecido), o experimental (observado) e o teórico (modelo representado por uma função matemática). O objetivo de uma análise estrutural é encontrar o variograma teórico de melhor ajuste ao variograma experimental.

A expressão matemática do variograma experimental é dada por

$$\gamma(\mathbf{h}) = [1/2 N(\mathbf{h})] \sum_{i=1}^{n(\mathbf{h})} [Z(\mathbf{x}_i) - Z(\mathbf{x}_i + \mathbf{h})]^2$$

onde $Z(\mathbf{x}_i)$ é o valor da variável no ponto " \mathbf{x}_i ", $Z(\mathbf{x}_i + \mathbf{h})$ no ponto " $\mathbf{x}_i + \mathbf{h}$ " e $N(\mathbf{h})$ é o número de pares distanciados por " \mathbf{h} ".

Caracteristicamente, uma variável regionalizada apresenta uma diminuição progressiva da associabilidade entre um ponto e outro com o afastamento. Isto equivale dizer que a covariância diminui e o valor do variograma aumenta em distâncias cada vez maiores. A covariância $C(\mathbf{h})$ mede a similaridade entre pares de uma ou mais variáveis tomados à distâncias cada vez maiores e o variograma mede a variabilidade a partir destas distâncias.

Nos modelos denominados de transição (Fig. 4.1) o alcance corresponde aproximadamente à zona de influência, ou seja, dentro desta abrangência espacial as amostras têm influência umas sobre as outras. A partir deste valor (alcance) tem-se o início da aleatoriedade onde um ponto da variável em estudo não tem mais influência sobre o ponto vizinho. Neste tipo de modelo os variogramas crescem até um patamar cujo valor representa a variância total da variável analisada (variância *a priori*). O patamar é a soma de $C + C_0$ onde C representa as diferenças espaciais entre os valores de uma determinada variável e C_0 , denominado efeito pepita, ocorre devido à erros de medidas e/ou microvariabilidade não captada pela amostragem.

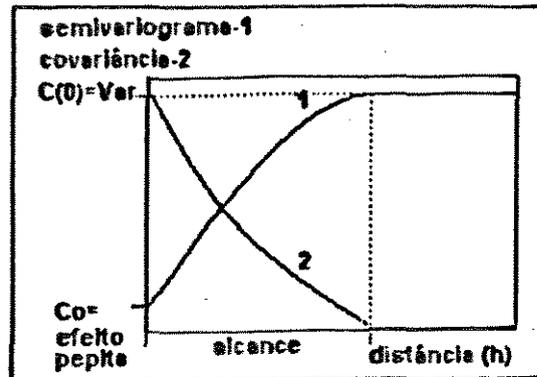


Figura 4.1 Parâmetros básicos do modelo de transição.

Os modelos variográficos básicos foram propostos através do reconhecimento de diferentes regionalizações encontradas na natureza. Estes classificam-se basicamente em função da ocorrência ou não de um patamar e do comportamento da variabilidade próximo à origem. A figura 4.2 ilustra os modelos de transição mais comuns utilizados em análise estrutural. A continuidade próxima à origem aumenta do modelo esférico para o exponencial e deste para o gaussiano. As funções que descrevem estes modelos podem ser vistas de forma aplicada no item 4.1.3 deste capítulo.

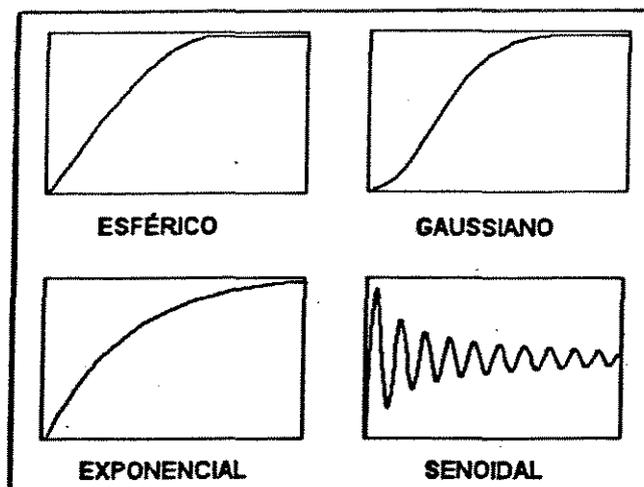


Figura 4.2 Exemplos de modelos variográficos de transição

Alguns modelos correspondem a regionalizações que possuem uma capacidade ilimitada de dispersão espacial. Como exemplo tem-se o modelo logarítimo onde $\gamma(\mathbf{h}) = \log \mathbf{h}$ e o modelo linear $\gamma(\mathbf{h}) = w\mathbf{h}$ (w =inclinação da reta). Para distâncias muito pequenas ($\mathbf{h} \rightarrow 0$), pode-se ajustar o variograma por qualquer outro modelo que apresente comportamento linear junto à origem.

Alguns fenômenos naturais apresentam variogramas com o chamado efeito buraco (*hole effect*). Isto ocorre quando o fenômeno apresenta uma ciclicidade natural ou concentrações discretas de altos valores intercalados com baixos valores. O variograma vertical de porosidade e permeabilidade de um poço pode apresentar um comportamento cíclico devido as mudanças de fácies. Os variogramas que apresentam este comportamento podem ser modelados com funções trigonométricas. Por outro lado, a não utilização deste modelo, desde que na origem os variogramas experimentais tenham sido bem ajustados, causa apenas um efeito de "amortecimento" das variabilidades não comprometendo significativamente a estimativa.

Através da análise variográfica é possível identificar fenômenos anisotrópicos através de diferenças no comportamento espacial de uma função $Z(\mathbf{x})$ com a direção.

A anisotropia geométrica, reconhecida por variações do alcance com a direção, indica a maior e menor continuidade espacial da variável em estudo. Na presença deste tipo de anisotropia deve-se fazer uma correção nas distâncias que intervêm no cálculo do variograma através do "coeficiente de anisotropia" (razão entre os alcances máximo e mínimo). A anisotropia zonal ou estratigráfica, reconhecida através do aumento do patamar, é consequência das diferenças do comportamento da variabilidade com a direção.

Quanto maior for a complexidade da estruturação espacial de um determinado fenômeno maior será a dificuldade em se obter um modelo variográfico representativo.

Seja qual for o modelo ajustado, sua função representativa deve obedecer a condição positiva definida que implica as seguintes propriedades:

(i) Toda combinação linear de covariâncias (com coeficientes positivos) é uma covariância (a mesma propriedade é válida para os variogramas).

$$C(\mathbf{h}) = \sum_{i=1}^n \lambda_i^2 C_i(\mathbf{h}) \quad (1)$$

$$\gamma(\mathbf{h}) = \sum_{i=1}^n \lambda_i^2 \gamma_i(\mathbf{h}) \quad (2)$$

Pode-se considerar uma função aleatória $Z(\mathbf{x})$ como a soma ponderada de "n" FA's $Y_i(\mathbf{x})$ independentes

$$Z(\mathbf{x}) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Y_i(\mathbf{x}) \quad (3)$$

(ii) Qualquer produto de covariâncias é uma covariância.

$$C(\mathbf{h}) = \prod_{i=1}^n C_i(\mathbf{h}) = C_1(\mathbf{h}) C_2(\mathbf{h}) \dots C_n(\mathbf{h})$$

$$\gamma(\mathbf{h}) = C(0) - C(\mathbf{h}) = \prod_{i=1}^n C_i(0) - \prod_{i=1}^n C_i(\mathbf{h})$$

Da mesma forma que para a primeira propriedade pode-se considerar uma FA $Z(\mathbf{x})$ como

$$Z(\mathbf{x}) = \prod_{i=1}^n Y_i(\mathbf{x})$$

Através de combinações lineares entre estas duas propriedades é possível definir uma vasta família de modelos variográficos.

Na prática, como pode-se observar mais adiante (item 4.4.1), é possível obter vantagens da linearidade dos operadores geoestatísticos, especialmente da primeira propriedade. A covariância e os modelos variográficos das equações 1 e 2 podem ser considerados como representações de estruturas imbricadas (*nested structures*).

A variabilidade entre dois pontos $Z(\mathbf{x})$ e $Z(\mathbf{x}+\mathbf{h})$, dada pela função variograma $\gamma(\mathbf{h})$, deve-se a várias fontes de estruturação que atuam em escalas diferentes, e o espectro captado é representado por um imbricamento (*nested structure*). O número de componentes ou faixas de frequências observadas depende principalmente da campanha adotada no levantamento da informação e da resolução da ferramenta de aquisição. Este efeito de imbricamento para os momentos de segunda ordem de uma função aleatória $Z(\mathbf{x})$ pode então ser representado como uma superposição de variabilidades γ_u .

$$1/2 E\{ [Z(\mathbf{x}+\mathbf{h})-Z(\mathbf{x})]^2 \} = \gamma(\mathbf{h}) = \gamma_0(\mathbf{h}) + \gamma_1(\mathbf{h}) + \gamma_2(\mathbf{h})\dots \quad (4)$$

Nos modelos imbricados, as estruturas correspondentes à diferentes escalas de variabilidades podem apresentar diferentes direções de anisotropia.

4.1.1 Análise exploratória

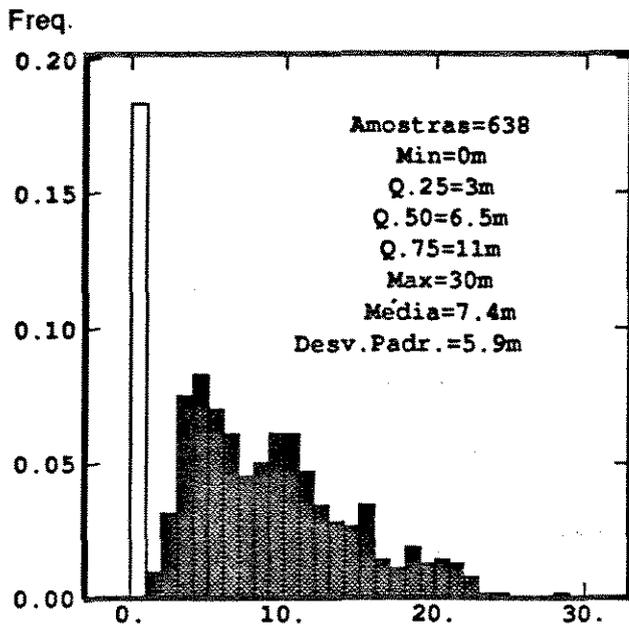
Os depósitos fluviais da base da Formação Água Grande (FI2) foram reconhecidos nos campos de Água Grande, Rio Pojuca, Santana, Fazenda Painelas, Cassarongongo, Biriba, Fazenda Onça e no bloco sul do campo de Araçás. Os depósitos fluviais intermediários (FI1) e eólico (Eol) só não foram reconhecidos no campo de Cassarongongo. A figura 1.2 do capítulo 1 ilustra o mapa da distribuição dos poços onde foram medidas as espessuras das unidades individualizadas, aqui referidas como EF12, EF11 e EEol.

Em análises regionais, dependendo da natureza do fenômeno a ser estudado, é necessário tomar certos cuidados com a representatividade da amostragem disponível. Normalmente dispõe-se de dados de poços produtores que, em escala regional, representam agrupamentos (*clusters*), e dos poços exploratórios que constituem uma amostragem mais esparsa.

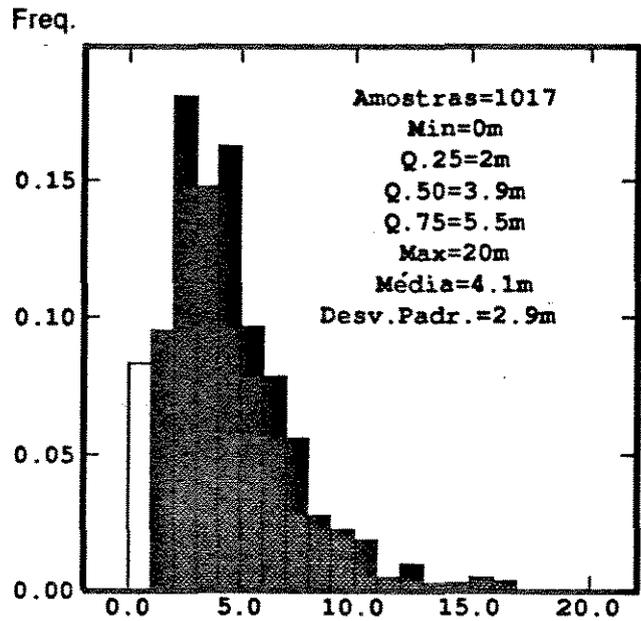
Os sistemas que se desenvolvem em planícies aluviais extensas, como é o caso da Formação Água Grande, possuem uma estruturação regional e, portanto, é cabível a utilização de métodos quantitativos de interpolação nesta escala. Porém o registro de eventos localizados pode dificultar, e até mesmo mascarar a interpretação regional.

Os depósitos da Formação Água Grande possuem estruturações distintas. Quanto mais "heterogênea" for a geometria do depósito maior o cuidado que deve ser tomado em relação aos agrupamentos. No campo de Buracica, por exemplo, o sistema eólico é representado somente por um corpo bastante espesso (Fig. 3.12A). No estudo das estatísticas elementares e na variografia, as amostras correspondentes a estes agrupamentos foram excluídas. Para os depósitos fluviais, com geometria mais regular e com menores variações de espessuras, foram utilizadas todas as amostras disponíveis dentro de seus limites de ocorrência.

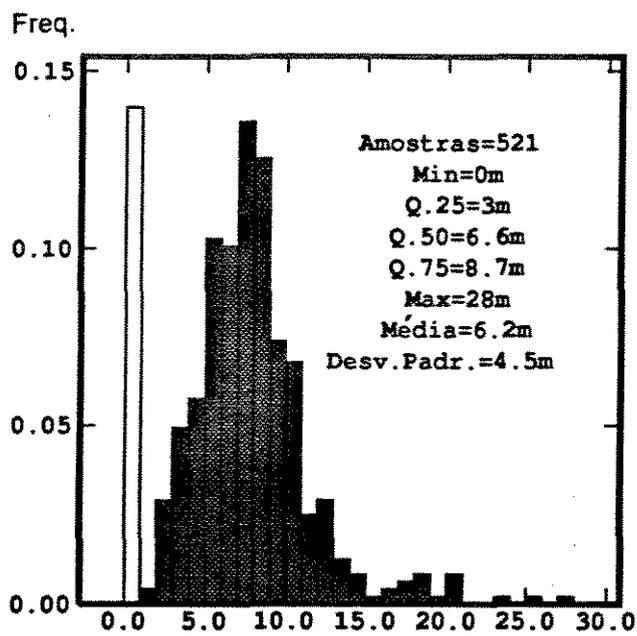
As estatísticas elementares e os histogramas das espessuras encontram-se na figura 4.3.



A) Depósito Eol



B) Depósito F11



C) Depósito F12

Figura 4.3 Histogramas das espessuras dos depósitos F12, F11 e Eol.

O histograma das espessuras do depósito eólico da figura 4.3 A, apresenta uma distribuição com tendência a bimodalidade. Até o intervalo de classe de aproximadamente 8m, ocorre a primeira distribuição e, a partir deste valor desenvolve-se uma distribuição normal com assimetria positiva. Esta bimodalidade pode estar relacionada à duas estruturações distintas do sistema eólico, por exemplo: lençóis de areia e dunas eólicas.

Os depósitos fluviais, EF11 e EF12, apresentam distribuições experimentais aproximadamente normais com assimetria positiva, a qual é mais pronunciada para a variável EF12 (figuras 4.3 B e C). Comparando-se os valores máximos, a média e o desvio padrão dos histogramas das espessuras dos depósitos fluviais observa-se que o sistema fluvial EF12 é mais espesso e descontínuo que o sistema EF11.

Mesmo tendo sido eliminados os valores nulos que não representam acunhamentos estratigráficos, os valores entre 0 e 1m ainda representam percentuais relativamente elevados, principalmente para o depósito Eol e FI2. Isto deve-se, provavelmente, à descontinuidade destes corpos.

4.1.2. Variografia comparativa entre os campos produtores.

Objetivando-se comparar, entre os campos produtores, as características estruturais dos variogramas das espessuras dos depósitos, foram selecionados três setores: **setor 1** - Fazenda Boa Esperança e Araçás, **setor 2** - Água Grande e Rio Pojuca e **setor 3** - Buracica (Fig.1.2).

Os variogramas e os modelos de covariância interpretados de cada depósito são apresentados nas figuras 4.4, 4.5 e 4.6. Com exceção do campo de Buracica os variogramas dos depósitos fluviais e eólico apresentam imbricamentos. Para um mesmo sistema deposicional os imbricamentos reconhecidos são ajustados com o mesmo modelo variográfico teórico. Ocorrem, entretanto, variações no alcance e no patamar dos variogramas de um campo para o outro. Estas variações são mais acentuadas para o sistema eólico.

Entre os setores, as diferenças das razões de anisotropia geométrica e das

direções de continuidades de cada sistema deposicional foram consideradas irrelevantes.

Este tipo de comparação dá uma idéia da existência ou não de variações geométricas discrepantes dos depósitos na área estudada. Uma vez que não foram identificadas variações nas direções de continuidade e no modelo estrutural entre os campos, pode-se interpretar um modelo único para cada depósito, que representa um comportamento médio em relação às variações do alcance e do patamar.

4.1.3 Análise variográfica regional

Para a obtenção de um modelo único de cada sistema deposicional foram calculados os variogramas com os mesmos dados utilizados na análise estatística básica.

Os variogramas experimentais das espessuras EF12, EF11 e EE01 foram calculados, através de dados de campo e poços exploratórios, com *lag* de 150m, que corresponde aproximadamente ao afastamento médio entre os poços dos campos produtores, e com uma tolerância de 75m. A distância máxima dos variogramas (número de *lags*=65) foi de 10.000m, que corresponde aproximadamente à 1/4 da dimensão total da área em estudo. Os variogramas foram calculados em direções azimutais com intervalo de pesquisa de 30° e tolerância angular de 15°.

A seguir são apresentadas as análises estruturais regionais de cada depósito.

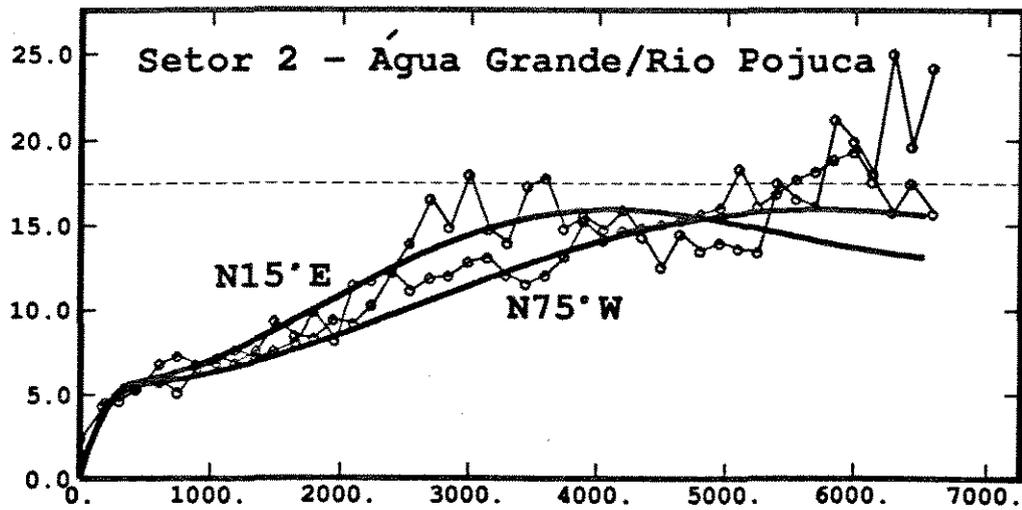
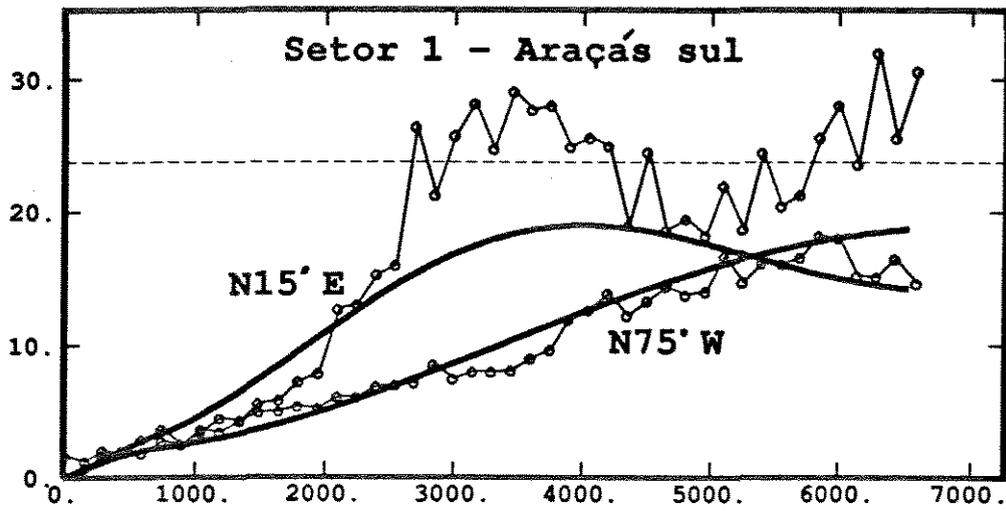


Figura 4.4 Comparação dos variogramas de EFI2 entre os setores 1 e 2.

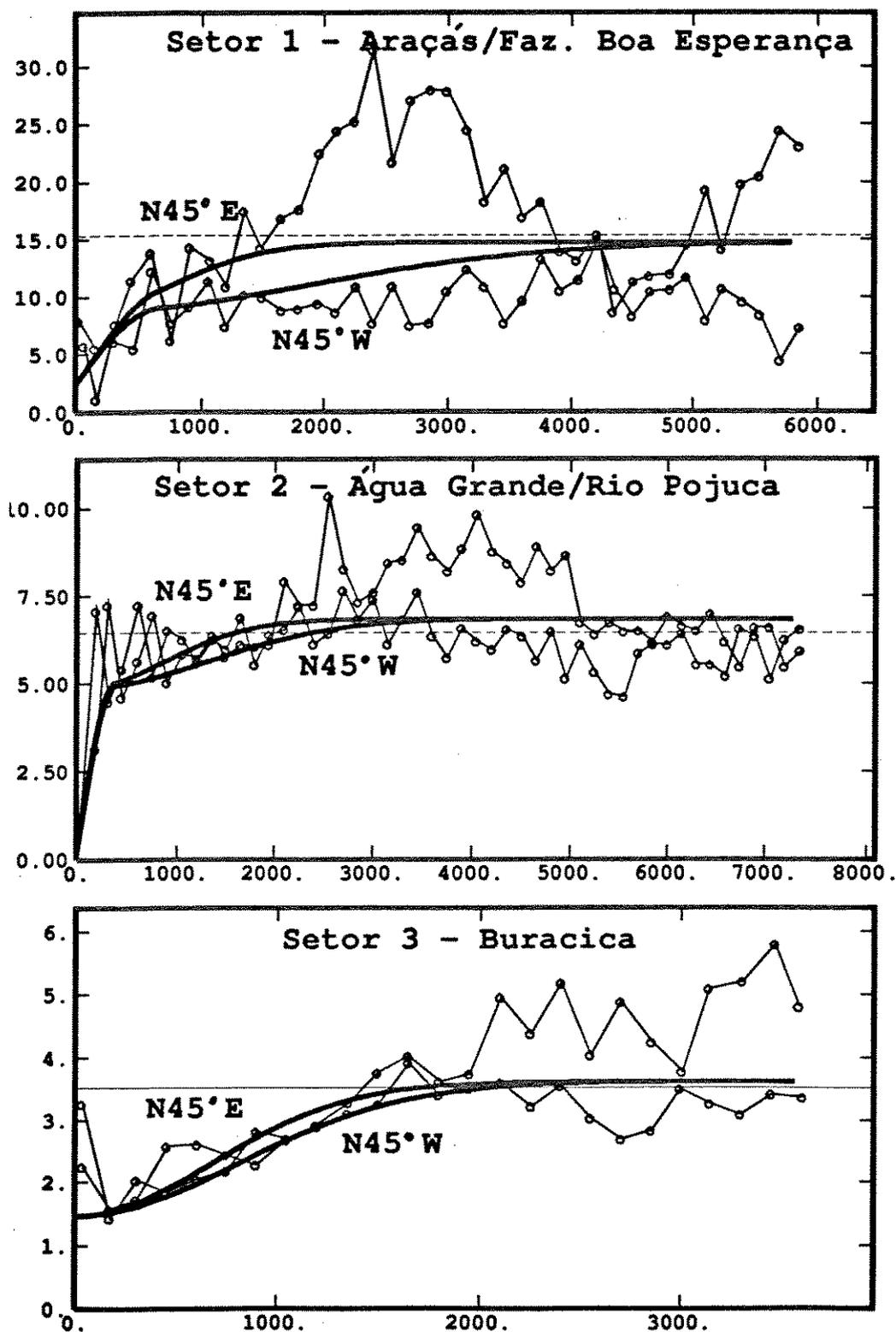


Figura 4.5 Comparação dos variogramas de EF1 entre os setores 1,2 e 3.

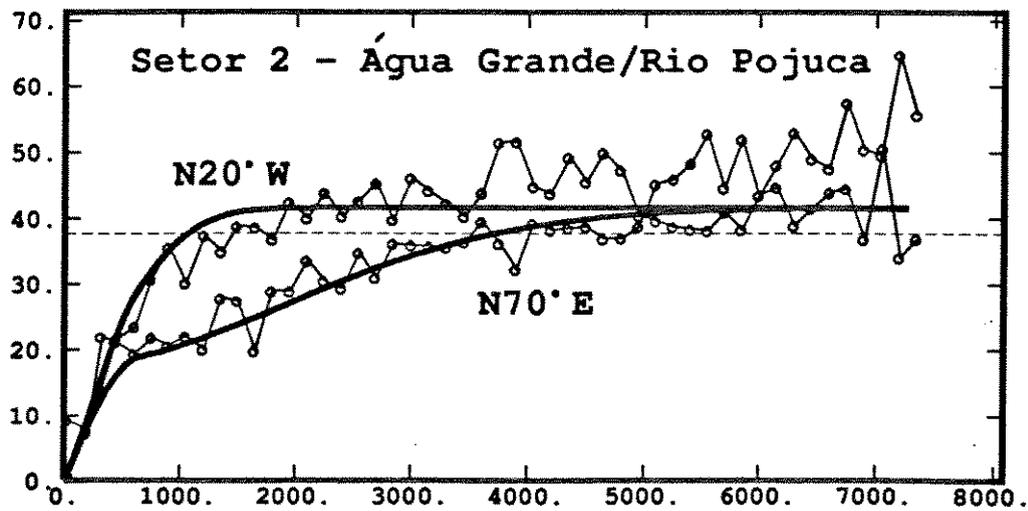
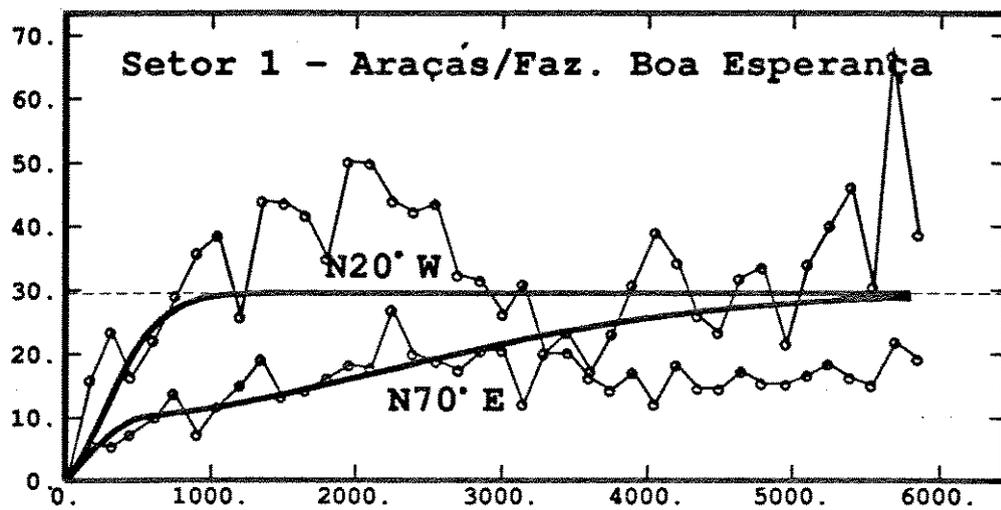


Figura 4.6 Comparação dos variogramas de EEol entre os setores 1 e 2.

4.1.3.1 Variografia e modelagem de EF12

Os variogramas experimentais obtidos e o modelo teórico ajustado para a variável **EF12** estão representados na figura 4.7. Estes variogramas apresentam imbricamentos e anisotropias (zonal e geométrica) e foram ajustados por um modelo teórico composto pelas estruturas representadas na tabela 4.1.

Tabela 4.1 Parâmetros estruturais do modelo variográfico de EF12.

Modelo-EF12	Patamar	Alcance	Ax/Ay
γ_0 -pepítico	$C_0 = 0,46$		$A_x=A_y$
γ_1 -esférico	$C_1 = 5,13$	$a_1=342,81m$	$A_x=A_y$
γ_2 -senoidal	$C_2 = 8,12$	N15°E> $a_2=3482,2m$ N75°W< $a_2=1832,7m$	Anisotropia geométrica $A_x=1,9A_y$
	$C_3 = 4,00$	II	Anisotropia zonal $h_x=0 \quad h_y=1$

Dos dados da tabela 4.1 obtém-se a seguinte expressão matemática do modelo teórico

$$\gamma_{EF12}(h) = \gamma_0 + \gamma_1 + \gamma_2 \quad 0 < h \leq a_n$$

$$\gamma_0 = C_0 = 0.46$$

$$\gamma_1 = \text{Esf} = 5.13 \left[1.5 \left(\frac{h}{a_1} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{a_1} \right)^3 \right]$$

$$\gamma_2 = \text{Sen} = 8.12 \left[1 - \sin \left(\frac{h}{a_2} \right) / \left(\frac{h}{a_2} \right) \right] + 4.0 \left[1 - \sin \left(\frac{h_y}{a_2} \right) / \left(\frac{h_y}{a_2} \right) \right]$$

$$\text{para } \gamma_2, \quad h = \sqrt{(h_x)^2 + (1.9)^2(h_y)^2}$$

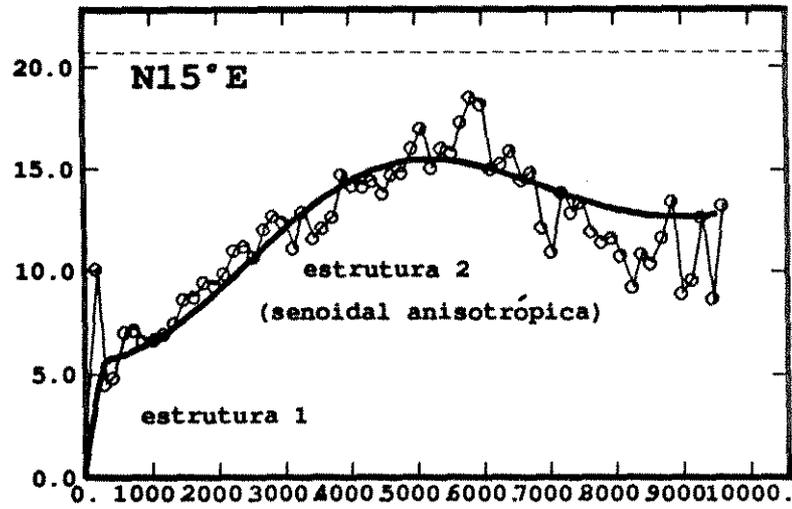
A figura 4.7 C é uma ampliação do intervalo de 0 à 1.500m, que permite a visualização do efeito pepita e da estruturação até o alcance 340m (modelo esférico). O efeito pepita corresponde à 2,6% da variabilidade total e relaciona-se, possivelmente, aos erros de medida e às diferentes resoluções dos perfis acústicos, radioativos e elétricos. A segunda estrutura representada pelo modelo esférico isotrópico foi ajustada no variograma médio (omnidirecional), que corresponde a contribuições de pares de pontos em todas as direções.

O variograma teórico ajustado corresponde ao experimental até a distância aproximada de 9.000 m. Este valor representa o limite até onde a variável EF12 pode ser considerada como uma função aleatória estacionária (Figs. 4.7 A e B). A terceira estrutura foi ajustada com o modelo senoidal, considerando-se as anisotropias zonal e geométrica nas direções N15°E e N75°W. Previamente ao ajuste fez-se a rotação do sistema de coordenadas para estas direções.

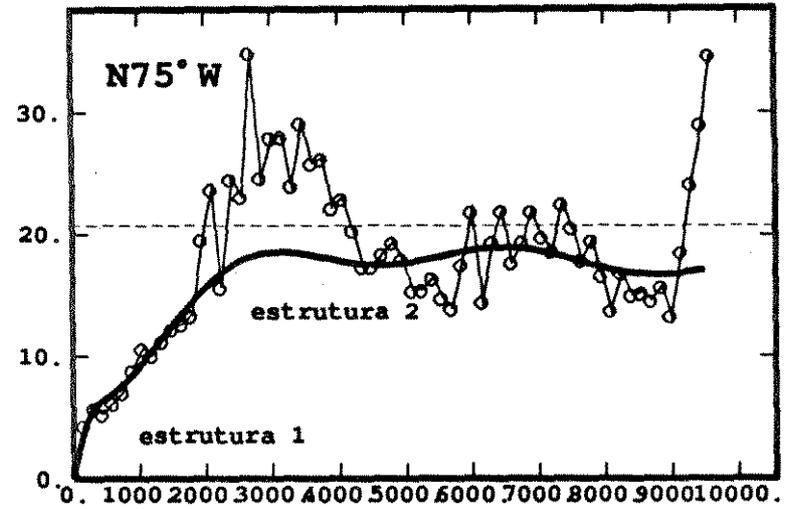
As direções de maior e menor alcance modeladas por uma função senoidal correspondem, respectivamente, aos eixos de menor e maior frequência de ocorrência do efeito buraco. Neste caso, as direções de anisotropia evidenciam também diferentes frequências de oscilações dos valores da variável em análise. Os comprimentos de onda da função senoidal nas direções de maior e menor anisotropia correspondem, respectivamente, ao comprimento e à largura médios dos corpos arenosos que constituem esta unidade (Figs 4.7 A e B).

4.1.3.2 Variografia e modelagem de EF11

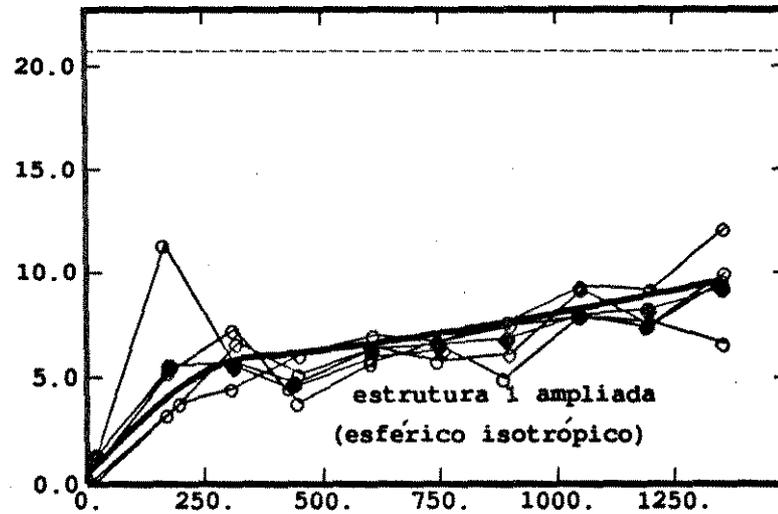
Os variogramas experimentais e o modelo ajustado para variável **EF11** e sua respectiva ampliação para pequenas distâncias estão representados na figura 4.8. Na tabela 4.2 encontram-se os parâmetros de cada modelo teórico ajustado para cada estrutura.



A) Direção de maior continuidade.



B) Direção de menor continuidade.



C) Intervalo ampliado - isotrópico.

Figura 4.7 Variogramas e modelo ajustado de EF12.

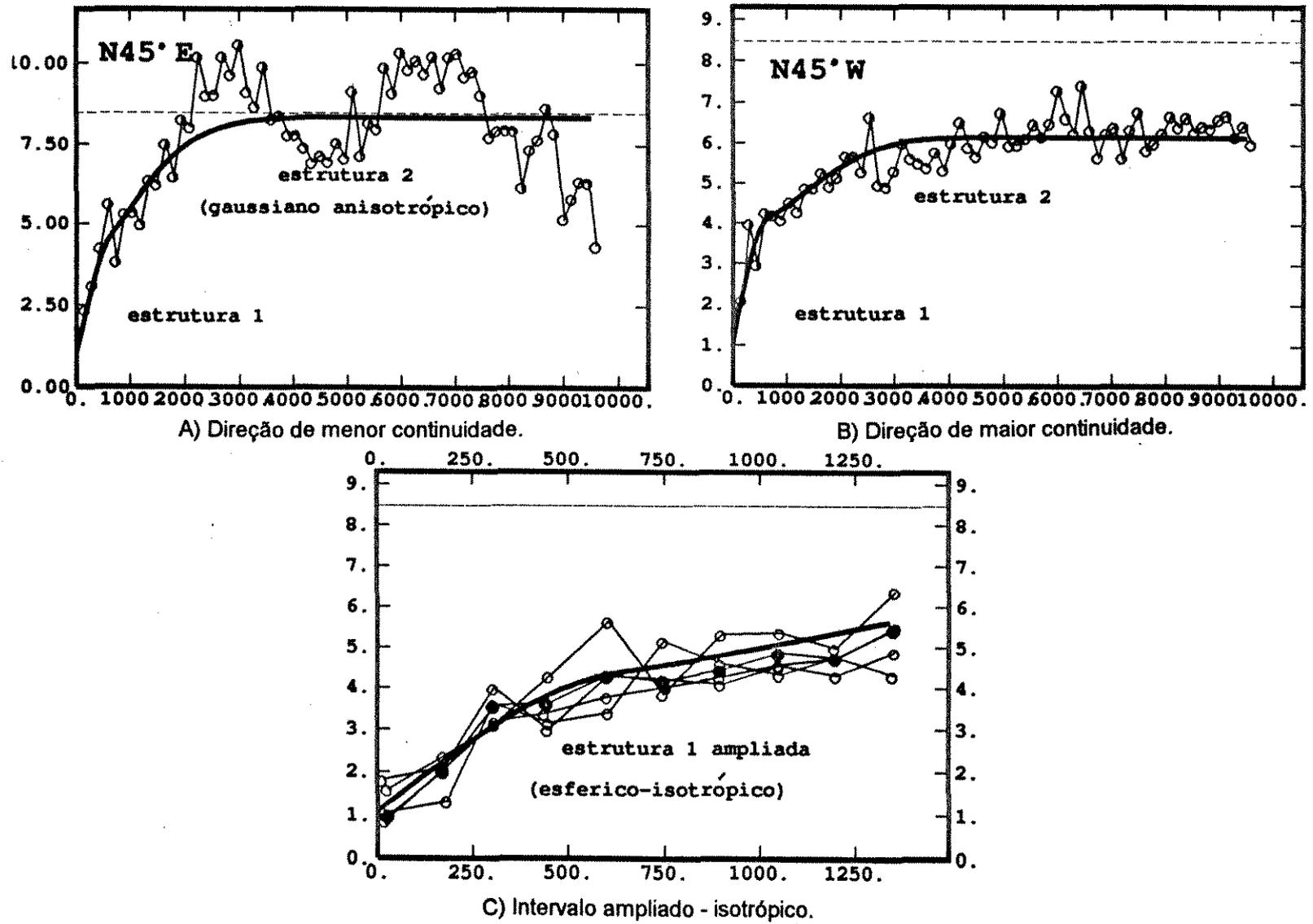


Figura 4.8 Variogramas e modelo ajustado de EFI1.

Tabela 4.2 Parâmetros estruturais do modelo variográfico de EF11

Modelo-EF11	Patamar	Alcance	Ax/Ay
γ_0 -pepítico	$C_0 = 1,08$		$Ax=Ay$
γ_1 -esférico	$C_1 = 2,78$	$a_1=635,95m$	$Ax=Ay$
γ_2 -gaussiano	$C_2 = 2,30$	$N45^\circ W > a_2=4936,3m$ $N45^\circ E < a_2=3290,0m$	Anisotropia geométrica $Ay=1,5Ax$
	$C_3 = 2.18$	II	Anisotropia zonal $hx=1 \quad hy=0$

À semelhança da estruturação espacial observada para o sistema fluvial da base, a variável **EF11** apresenta imbricamentos e anisotropias zonal e geométrica. Da tabela 4.2 obtém-se a equação e as funções de cada modelo, conforme segue

$$\gamma_{Efl1}(h) = \gamma_0 + \gamma_1 + \gamma_2 \quad 0 < h < a_n$$

$$\gamma_0 = C_0 = 1.08$$

$$\gamma_1 = Esf = 2.78 \left[1.5 \left(\frac{h}{a_1} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{a_1} \right)^3 \right]$$

$$\gamma_2 = Gaus = 2.30 \left[1.0 - \exp\left(-\frac{h^2}{a_2}\right) \right] + 2.18 \left[1.0 - \exp\left(-\frac{h_x^2}{a_2}\right) \right]$$

$$para \gamma = 2, \quad h = \sqrt{(1.5)^2 (h_x)^2 + (h_y)^2}$$

A primeira estrutura representada por um efeito pepita, corresponde 13 % de aleatoriedade da variabilidade total. A segunda escala de variabilidade, representada pelo modelo esférico isotrópico, apresenta correlação até o alcance aproximado de 636m (Fig.4.8 C). A partir deste valor foi interpretado um terceiro imbricamento, ajus-

tado até 8.000m com o modelo gaussiano anisotrópico nas direções de anisotropia N45°E e N45°W (Figs 4.8 A e B). Previamente a modelagem fez-se a rotação do sistema de coordenadas para os eixos de anisotropia.

Na figura 4.8 A observa-se que somente a direção N45°E apresenta o efeito buraco e por isso, optou-se pela utilização do modelo gaussiano ao senoidal.

4.1.3.3 Variografia e modelagem de EEol

Os variogramas das espessuras do depósito eólico encontram-se na figura 4.9 e os parâmetros dos modelos teóricos, na tabela 4.3.

Tabela 4.3 Parâmetros estruturais do modelo variográfico de EEol.

Modelo-EEol	Patamar	Alcance	Ax/Ay
γ_1 -esférico	$C_1 = 16,4$	$a_1 = 386m$	$Ax = Ay$
γ_2 -gaussiano	$C_2 = 23,0$	N70°E $> a_2 = 5596m$ N20°W $< a_2 = 1599m$	Anisotropia geométrica $Ax = 3,5Ay$

A seguir são apresentadas as expressões matemáticas do modelo teórico escolhido

$$\gamma_{Eeol}(h) = \gamma_1 + \gamma_2 \quad 0 < h < a_n$$

$$\gamma_1 = Esf = 16.4 \left[1.5 \left(\frac{h}{a_1} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{a_1} \right)^3 \right]$$

$$\gamma_2 = Gauss = 23.0 \left[1.0 - \exp \left(- \frac{h^2}{a_2} \right) \right]$$

$$para \gamma = 2, h = \sqrt{(h_x)^2 + (3.5)^2(h_y)^2}$$

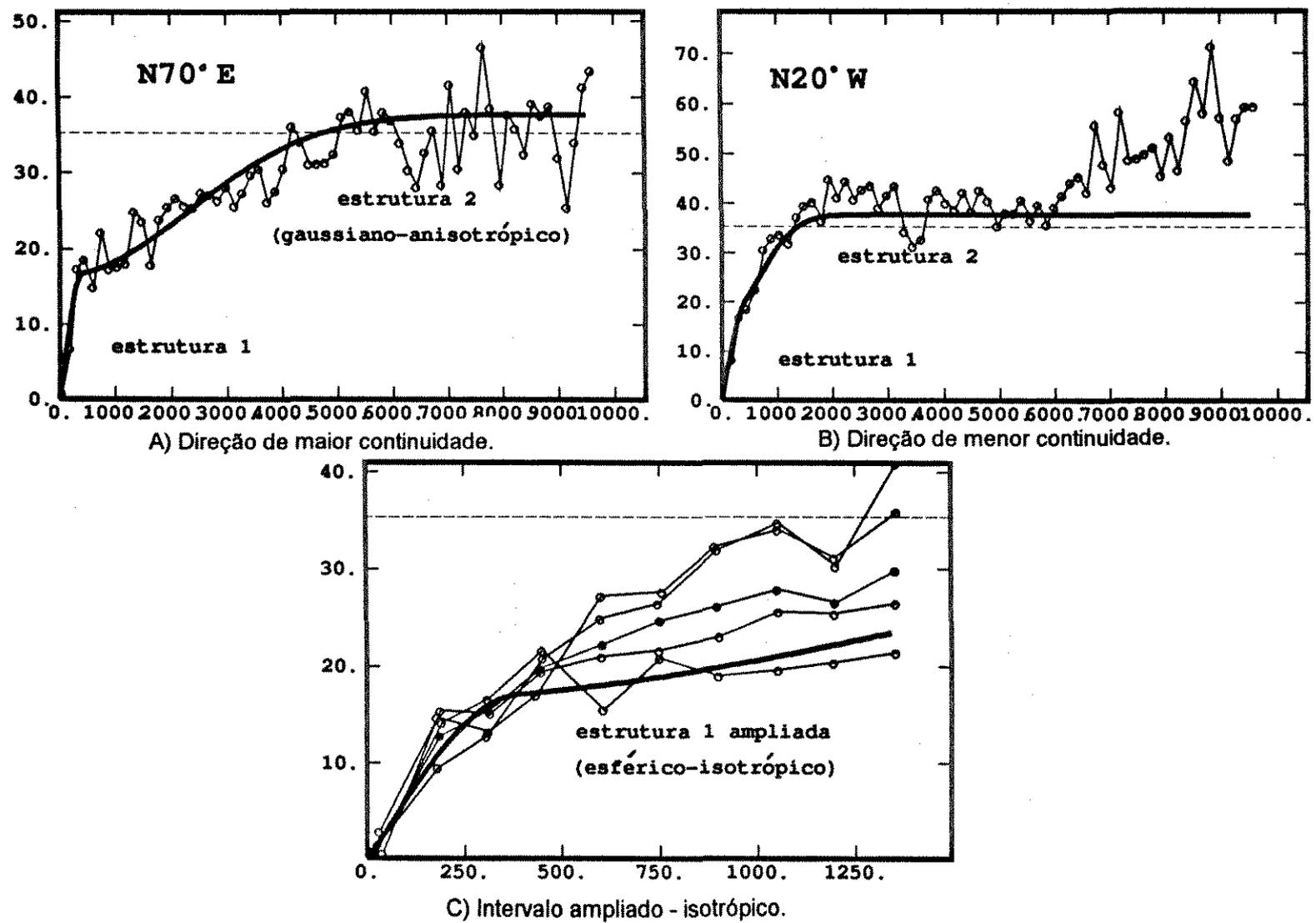


Figura 4.9 Variogramas e modelo ajustado de EEol.

A partir da distância correspondente ao alcance da primeira estrutura, observa-se no intervalo ampliado da figura 4.9 C o efeito da forte anisotropia que se pronuncia para a segunda estrutura. Os variogramas experimentais afastam-se do omnidirecional a partir de $h=400m$ em direção aos eixos de maior e menor continuidade do segundo imbricamento ($N70^\circ E$ e $N20^\circ W$, respectivamente). Nesta escala de variabilidade os variogramas foram ajustados com o modelo gaussiano até aproximadamente $6.000m$ (Figs. 4.9 A e B).

4.2 Validação cruzada

Os modelos de variabilidade espacial para as variáveis EF12, EF11 e EEol foram selecionados primeiramente de acordo com o melhor ajuste interativo nos variogramas de direções principais de anisotropia e no variograma omnidirecional (médio). Como uma ferramenta de auxílio à escolha dos modelos, fez-se a validação cruzada das variáveis em estudo. Esta técnica consiste na remoção dos pontos experimentais seguida da estimativa, por krigagem, do valor do ponto retirado a partir das amostras restantes. Obtém-se então a diferença entre os valores estimados e os reais ($Z^* - Z$), e os parâmetros de distribuição do erro de estimativa. O método de validação cruzada é um procedimento que investiga a compatibilidade entre um conjunto de dados e seu modelo estrutural.

Na figura 4.10 estão representados os gráficos de correlação entre os valores reais e estimados e o histograma dos erros padronizados das variáveis EF12, EF11 e EEol. Os valores de erro padrão, dado pela expressão $(Z^* - Z)/\text{Desvio Padrão}$, situados entre -2.5 e 2.5 correspondem à 95% do total da distribuição normal. Acima deste limite de confiança os resultados são considerados como discrepantes (*outliers*). Na tabela 4.4 encontram-se os parâmetros básicos das distribuições do erro de estimativa de cada depósito.

Tabela 4.4 Estatísticas elementares do resultado da validação cruzada.

Sistema	n° de amostras	% outliers	Erro de estimativa ($Z^* - Z$)		Erro de estimativa padronizado	
			média	variância	média	variância
Eólico	636	1,9%	0,019	17,40	0,005	0,922
Fluvial1	1.010	4,8%	0,117	3,55	0,062	0,961
Fluvial2	520	4,8%	-0,028	4,62	-0,012	0,725

Os resultados obtidos foram considerados satisfatórios devido a pequena porcentagem de valores estimados discrepantes e as distribuições centradas dos erros de estimativas. Como era esperado, o erro de estimativa das espessuras do depósito eólico possui variância elevada em consequência de sua complexidade geométrica.

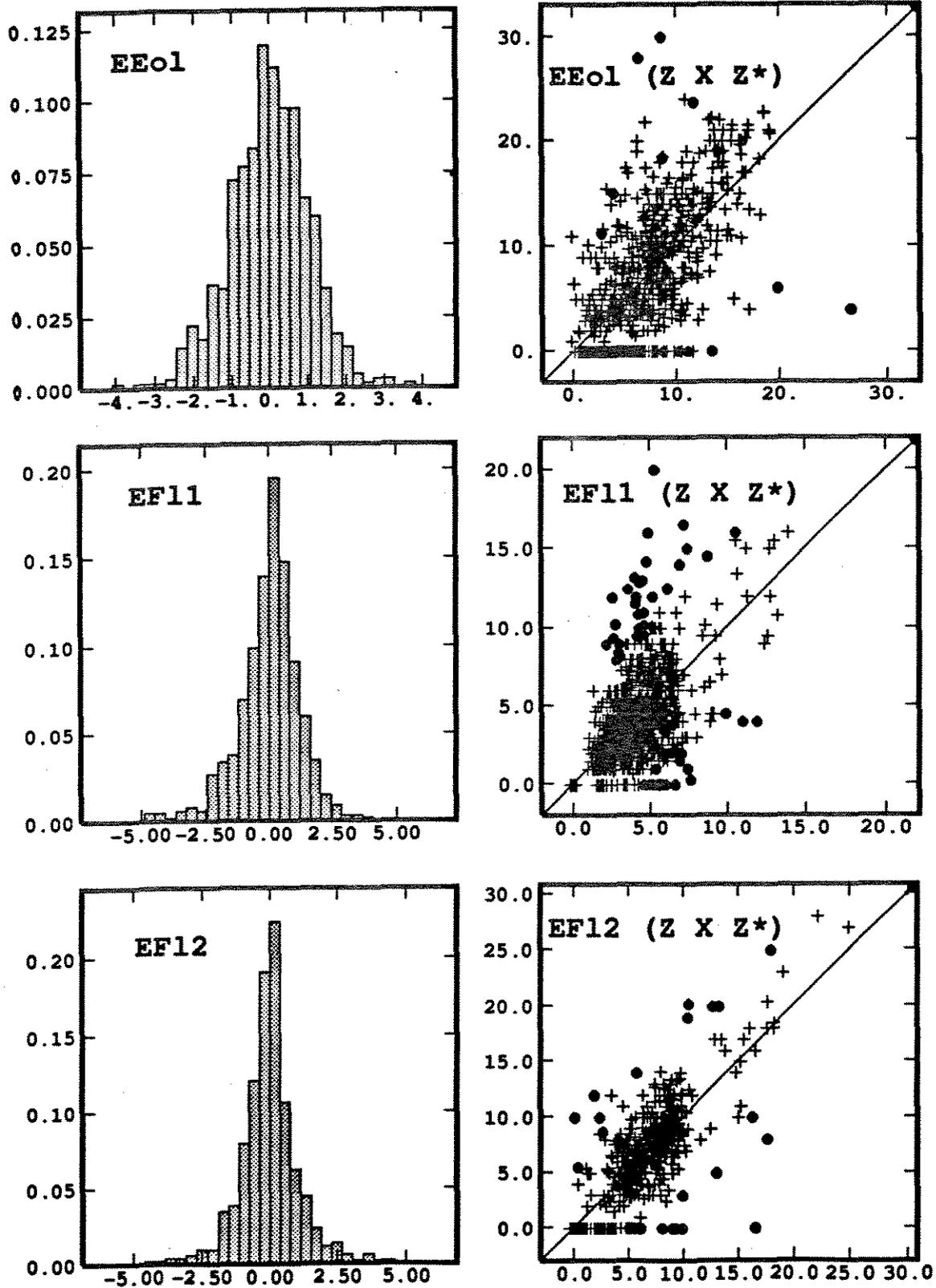


Figura 4.10 Histogramas dos erros e gráficos de correlação da validação cruzada.

4.3 Componentes de escala

Para efeito de estimativa, as estruturas de imbricamento representam modelos de variabilidade correspondentes a diferentes "escalas espaciais". Cada estrutura representa uma componente de escala denominada "fator". O imbricamento total reconhecido compõe parte do espectro de variabilidade do fenômeno em estudo. Cabe lembrar que a anisotropia zonal representa diferentes variabilidades com a direção e não possui associação com escalas espaciais de variabilidade.

A tabela 4.5 resume os fatores reconhecidos através da análise estrutural das espessuras dos depósitos fluviais e eólico e suas respectivas escalas de ocorrência.

O efeito pepita, também conhecido como ruído branco, representa o percentual de aleatoriedade da variabilidade total de uma variável regionalizada. Enquanto os fatores estruturados representam determinadas frequências espaciais, o efeito pepita representa a soma de todas elas o que lhe confere a aleatoriedade. As componentes pepíticas das variáveis EFL2 e EFL1 não são relevantes e, portanto, foram desprezadas.

Tabela 4.5 Fatores de escala espacial de variabilidade.

Espessura	Fatores	Escala de variabilidade
FI2	γ 1-Esférico	0 - 350m
	γ 2-Senoidal	0 - 4km
FI1	γ 1-Esférico	0 - 650m
	γ 2-Gaussiano	0 - 5Km
Eol	γ 1-Esférico	0 - 385m
	γ 2-Gaussiano	0 - 5,5Km

4.4 Krigagem

"Krigagem" é um termo genérico adotado por geoestatísticos para referenciar um grupo de técnicas de estimativas que têm em comum a característica de serem processos estocásticos destinados à obtenção do melhor preditor linear não tendencioso.

A krigagem tem como aspectos relevantes a linearidade e a não tendenciosidade. Os valores estimados com esta técnica são combinações lineares ponderadas, obtidas a partir de um equacionamento que visa a obtenção da média zero e variância mínima para o erro de estimativa.

As diferentes versões da krigagem, como por exemplo, krigagem simples (KS), krigagem ordinária (KO), krigagem universal (KU), cokrigagem, análise de krigagem fatorial (AKF) e krigagem da indicatriz (KI), podem causar uma falsa impressão de complexidade. Entretanto, todas as "krigagens" originam-se de um princípio comum de minimização da variância do erro de estimativa e todas as equações são variantes de um único sistema linear de equações normais (Journel, 1988). Basicamente, o que difere nos sistemas de equações de um tipo de krigagem para o outro é a adição de restrições específicas aos ponderadores da estimativa.

A KS requer que a média de uma variável sobre o campo a ser estimado seja constante e conhecida. A KO, por sua vez, não requer o conhecimento da média, bastando que esta seja constante ao longo da área em estudo.

A KU é uma técnica de estimativa que leva em consideração o comportamento da componente de deriva representada pela média local, que geralmente é modelada por uma função polinomial de ordem variável de acordo com a sua estruturação. Neste caso a média não é constante e apresenta tendências direcionais de variabilidade. Uma extensão de KU é a krigagem com deriva externa (KDE) na qual considera-se somente uma função de deriva relacionada à uma variável externa (secundária). Considera-se que a variabilidade espacial da variável externa relaciona-se com a média local da variável a ser estimada (primária).

A cokrigagem pode ser utilizada quando existir correlação cruzada entre duas ou mais variáveis. O procedimento é essencialmente o mesmo que a krigagem, e os

valores estimados são derivados utilizando-se tanto as variáveis primárias como as secundárias.

A análise de krigagem fatorial (AKF) é uma técnica de estimativa das componentes de escala espacial de variabilidade (fatores de escala) e pode ser utilizada tanto no caso univariado como no multivariado.

A KI, krigagem da indicatriz, estima a probabilidade de ocorrência de variáveis discretas que podem representar tipos de rocha, intervalos de uma variável contínua, etc.

A escolha da técnica de krigagem a ser utilizada depende do objetivo a ser atingido e da disponibilidade da amostragem disponível.

Neste trabalho a variável em estudo é a espessura de cada unidade que constitui a Formação Água Grande. São utilizadas a krigagem ordinária (KO) para a construção de mapas e blocos diagramas das isópacas de cada depósito, a krigagem fatorial para comparação entre as diferentes escalas de variabilidade (local e regional), e a krigagem da indicatriz que possibilita a construção de mapas de probabilidade da ocorrência das espessuras em relação a determinados parâmetros de corte (*cutoffs*).

4.4.1 Krigagem fatorial

A análise de krigagem fatorial (AKF) é um método geoestatístico desenvolvido por Matheron (1982), que permite decompor uma variável regionalizada em diferentes componentes, os quais podem ser mapeados separadamente (Jaquet, 1989). O tratamento geoestatístico da AKF se inicia através do reconhecimento de estruturas imbricadas nos variogramas experimentais. Cada estrutura, denominada "fator", é uma componente de escala de variabilidade espacial. Através da AKF estimam-se as diferentes componentes por um processo semelhante à filtragem de frequências espaciais.

Como já foi visto no item 4.1, os variogramas imbricados podem ser representados por uma superposição de variabilidades (eq.4).

Para que esta decomposição tenha significado físico, os diferentes parâmetros do modelo variográfico devem estar relacionados às fontes geológicas de estruturação do fenômeno em estudo. O alcance de cada modelo básico é, então, associado a uma determinada escala espacial e as respectivas estruturas, identificadas através de suas variâncias, podem ser consideradas como "harmônicos" ou "faixas de frequência" do fenômeno. Parece então natural aplicar métodos de análise individuais para cada harmônico reconhecido. A figura 4.12 ilustra de forma esquemática o procedimento de AKF para a estruturação de uma função $Z(\mathbf{x})$ qualquer no espaço unidimensional.

A partir de um modelo estrutural que obedece a condição de sua função ser positiva definida, como visto no item 4.1, pode-se interpretar uma variável regionalizada $z(\mathbf{x})$, com dados experimentais nas coordenadas " \mathbf{x}_α ", como a realização de uma função aleatória estacionária de segunda ordem que admite a decomposição

$$Z(\mathbf{x}) = \sum_{u=1}^U Y_u(\mathbf{x})$$

onde $Y_u(\mathbf{x})$ são FA estacionárias mutuamente ortogonais (independentes), ou seja,

$$Cov(Y_{u(\mathbf{x})}, Y_{v(\mathbf{x}+\mathbf{h})}) = C_{uv}(\mathbf{h}) = 0$$

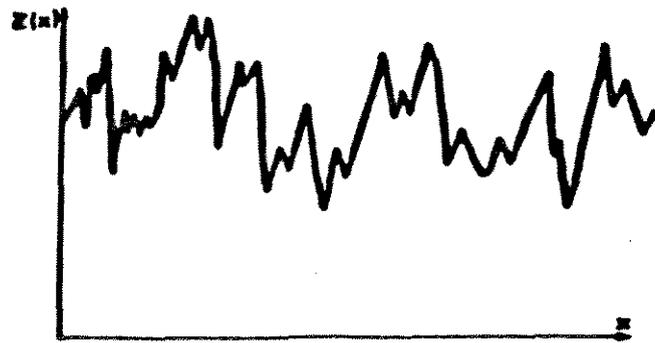
p / todo $u \neq v$

As variáveis Y_u são fictícias e correspondem às escalas de variabilidade do fenômeno em estudo. A estimativa de cada componente $Y_u(\mathbf{x})$ é feita através de uma combinação linear dos dados experimentais Z_α com seus respectivos pesos λ_α ...

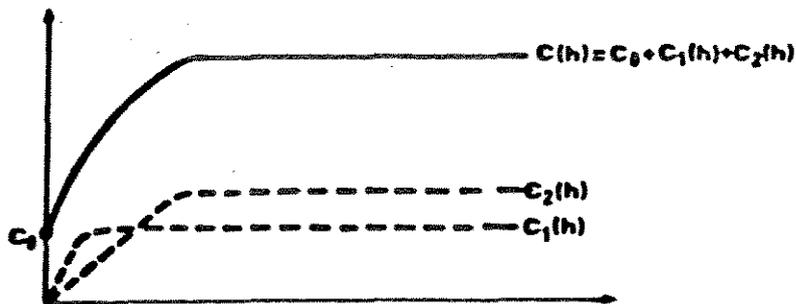
$$Y_u^*(\mathbf{x}) = \sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha^u Z_\alpha$$

onde $Y_u^* =$ estimador sem viés de $Y_u(\mathbf{x})$ isto é, $E[Y_u^*(\mathbf{x}) - Y_u(\mathbf{x})] = 0$.

$z(x)$ - Variável regionalizada unidimensional



Análise estrutural de $z(x)$



Análise de Krigagem Fatorial $z(x) = Y_0(x) + Y_1(x) + Y_2(x)$

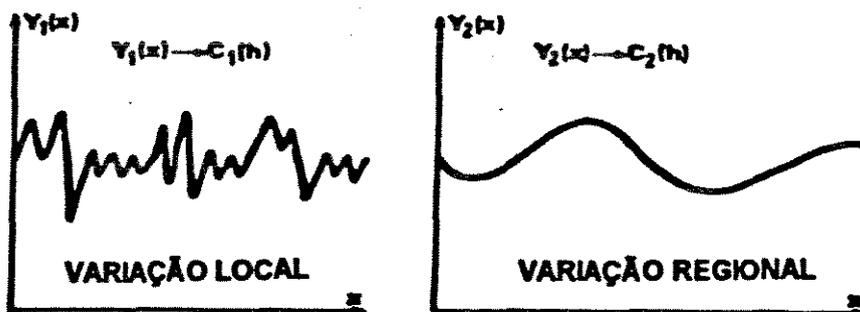


Figura 4.11. Comportamento estrutural de $Z(x)$ no espaço unidimensional (adaptado de Sandjiv, 1984).

Se $E [Z(\mathbf{x})] = m$ não for igual a zero, não é possível encontrar uma única decomposição de "m" para as diferentes $Y_u(\mathbf{x})$. Logo é necessário impor uma condição de restrição aos ponderadores (λ) da estimativa.

Considerando-se que a esperança de cada componente (resíduo em relação à média) é igual a zero, ou seja $E [Y_u(\mathbf{x})] = 0$, e que Y_u^* é um estimador não tendencioso, obtém-se que

$$E [\lambda_u^\alpha Z_u - Y_u(\mathbf{x})] = 0$$
$$m \sum_u \lambda_u^\alpha - E [Y_u(\mathbf{x})] = 0$$
$$m \sum_u \lambda_u^\alpha - 0 = 0$$

onde a soma dos λ deve satisfazer a condição universal

$$\sum_{\alpha=1}^n \lambda_u^\alpha = 0$$

chegando-se ao modelo

$$Z(\mathbf{x}) = \sum_u Y_u(\mathbf{x}) + m$$

A esperança $Z(\mathbf{x}) = m$ é desconhecida e, no caso estacionário, pode ser considerada como uma componente de "deriva". Logo, estimam-se os resíduos Y_u de $Y(\mathbf{x})$ relacionados à "deriva" m .

Segundo Matheron (1982), a mesma relação é válida para os estimadores

$$Z^*(\mathbf{x}) = \sum_u Y_u^*(\mathbf{x}) + m^*$$

Se as estimativas de $Y_u(\mathbf{x})$ foram feitas com uma vizinhança móvel, o modelo é expresso da seguinte forma

$$Z(\mathbf{x}) = \sum_u Y_u(\mathbf{x}) \cdot m(\mathbf{x})$$

A AKF utilizada com uma vizinhança móvel permite uma aproximação (tratamento) local. Esta metodologia é particularmente bem adaptada para o estudo de modelos geológicos heterogêneos, onde assume-se apenas localmente a hipótese de estacionaridade.

A escala de estimativa da média local depende diretamente do tamanho da vizinhança. Para estimar a componente de variação regional incorpora-se $m(\mathbf{x})$ ao fator de menor frequência reconhecido através da análise estrutural.

O software ISATIS (1994), utilizado neste trabalho, contém um módulo que permite estimar os fatores independentes através de um processo de filtragem das componentes de escala indesejadas. Neste caso, considera-se $E[Z(\mathbf{x})]$ igual à esperança da variável Y_u de menor frequência. Supondo um modelo hipotético constituído por Y_2 , representante da variação regional e Y_1 , da variação local, tem-se que; $E[Z(\mathbf{x})] = E[Y_2] = m$ e $E[Y_1] = 0$.

Para a estimativa de Y_1 , como visto anteriormente, deve-se impor a condição da soma dos pesos ser zero. Minimizando-se a variância de estimativa

$$\begin{aligned} Var[Y_u(\mathbf{x}) - Y_u(\mathbf{x})] &= \\ &= \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha}^{\alpha} \lambda_{\beta}^{\beta} C(\mathbf{x}_{\alpha}, \mathbf{x}_{\beta}) - 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha}^{\alpha} C_{\alpha}(\mathbf{x}_{\alpha}, \mathbf{x}) + C(\mathbf{x}, \mathbf{x}) \end{aligned}$$

sob esta restrição ($\sum \lambda = 0$), resulta no seguinte sistema de krigagem:

$$\sum_{\beta} \lambda_1^{\beta} C(\mathbf{x}_{\alpha}, \mathbf{x}_{\beta}) - \mu = C_1(\mathbf{x}_{\alpha}, \mathbf{x})$$

$$\sum_{\alpha} \lambda_1^{\alpha} = 0$$

onde, μ = operador de Lagrange;

C = modelo de covariância imbricado;

C_1 = " " " do fator Y_1 .

Na estimativa da componente Y_2^* a única diferença é a condição de restrição:

$$E[Y_2^* - Y_2] = 0$$

$$E[\sum_{\alpha} \lambda_u^{\alpha} Z_{\alpha} - Y_u(\mathbf{x})] = 0$$

$$m \sum_{\alpha} \lambda_u^{\alpha} - E[Y_u(\mathbf{x})] = 0$$

$$(\sum_{\alpha} \lambda^{\alpha} - 1)m = 0 \quad e \quad \sum_{\alpha} \lambda^{\alpha} = 1$$

que resulta no seguinte sistema de krigagem:

$$\sum_{\beta} \lambda_2^{\beta} C(x_{\alpha}, x_{\beta}) - \mu = C_2(x_{\alpha}, x)$$

$$\sum_{\beta} \lambda_2^{\alpha} = 1$$

onde, μ = operador de Lagrange;

C = modelo de covariância imbricado;

C_2 = modelo de covariância do fator Y_2 .

Ambas as estimativas diferem somente pelo lado direito do sistema de krigagem. Na estimativa de um determinado fator, os outros são "filtrados" apenas da matriz relacionada às covariâncias entre as amostras e os pontos a serem estimados. Devido à linearidade destes sistemas, tem-se que

$$Z^* = (Y_1 + Y_2)^* = Y_1^* + Y_2^* \quad (5)$$

onde a soma das componentes de escala estimadas corresponde à $Z^*(x)$ estimada pelo procedimento usual de krigagem ordinária.

À semelhança do método AKF, tem-se a análise espectral, que consiste em separar as componentes de frequência espacial através da transformada de Fourier. A análise espectral somente pode ser aplicada em uma malha regular, ou seja, primeiramente os dados devem ser interpolados em nós de um grid. A AKF apresenta a vantagem de ser aplicada diretamente sobre os dados porque o cálculo do variograma não requer espaçamento regular dos mesmos.

O método AKF pode ser utilizado no caso uni ou multivariado. Neste último, o procedimento geral é o mesmo que para o caso univariado, partindo do reconhecimento de imbricamentos nos variogramas cruzados, que medem as covariâncias entre diferentes variáveis.

A aplicação de AKF em um amplo domínio físico, possibilita a construção de mapas referentes às variações regionais e locais. Jaquet (1989), utilizou esta técnica para gerar mapas de diferentes escalas de variabilidade da espessura de um reservatório carbonático de gás. O autor associou, respectivamente, as características estruturais relacionadas à fácies de alta e baixa energia do ambiente deposicional aos mapas de variabilidade local e regional. Esta hipótese permitiu refinar o modelo geológico sob o ponto de vista sedimentológico e físico, além de ter uma importante aplicação econômica porque os sedimentos depositados em ambiente de alta energia são mais porosos.

Sandjiv (1984) aplicou AKF na prospecção geoquímica de cobre obtendo noções de *background* regional e anomalias do teor deste elemento. O mesmo procedimento foi utilizado para a análise multivariada de teores de cobre, zinco e chumbo.

Galli *et al.* (1984), utilizando-se de mapas de variabilidade de dados magnéticos obtidos pela AKF, separou anomalias locais rasas da anomalia regional. Segundo o autor, as variações locais estariam relacionadas às falhas menores que limitam pequenos *horsts* e *grabens* do embasamento enquanto que o mapa de variabilidade de menor frequência (maior alcance) reflete a estruturação regional do embasamento.

No presente trabalho, através da utilização da AKF, pretende-se compreender a estruturação das espessuras do reservatório Água Grande, tanto regionalmente como na escala dos campos produtores. A partir do reconhecimento de diferentes escalas de variabilidade, através da interpretação das seções estratigráficas regionais e locais, e das feições características de imbricamento evidenciadas nos variogramas, optou-se pela utilização da AKF.

4.4.1.1 Estimativas regionais e locais

As estimativas das espessuras dos depósitos foram feitas em uma malha regular de 500 X 500m, com vizinhança móvel e, com elipsóides de pesquisa condicionados pelas direções de anisotropia detectadas na análise variográfica. Foram utilizados comprimentos dos eixos do elipsóide aproximadamente iguais aos alcances máximos e mínimos. O número mínimo de pontos amostrais, utilizados para a estimativa de ponto, foi de 2 e máximo de 34. Estes parâmetros também foram testados e escolhidos pelo método de validação cruzada.

Previamente às estimativas locais e regionais, foram construídos mapas de isópacas de cada depósito através da krigagem ordinária (figuras 4.12, 4.13 e 4.14)

As estimativas de cada componente de escala foram realizadas a partir da extração das componentes indesejadas. Por exemplo, na estimativa do fator Y_1 , do depósito FI2, foram extraídas do modelo imbricado de covariâncias as componentes pepítica e senoidal e na estimativa de Y_2 , extraiu-se as componentes pepítica e esférica. E assim, para os demais depósitos.

Os mapas de variabilidade local e regional de cada depósito estão representados nas figuras 4.15 a 4.20. De acordo com a equação 5, os mapas de isópacas, obtidos por krigagem ordinária, representam a variabilidade total dada pela soma dos fatores Y^*_1 e Y^*_2 estimados.

A interpretação geológica integrada dos resultados encontra-se no capítulo 5.

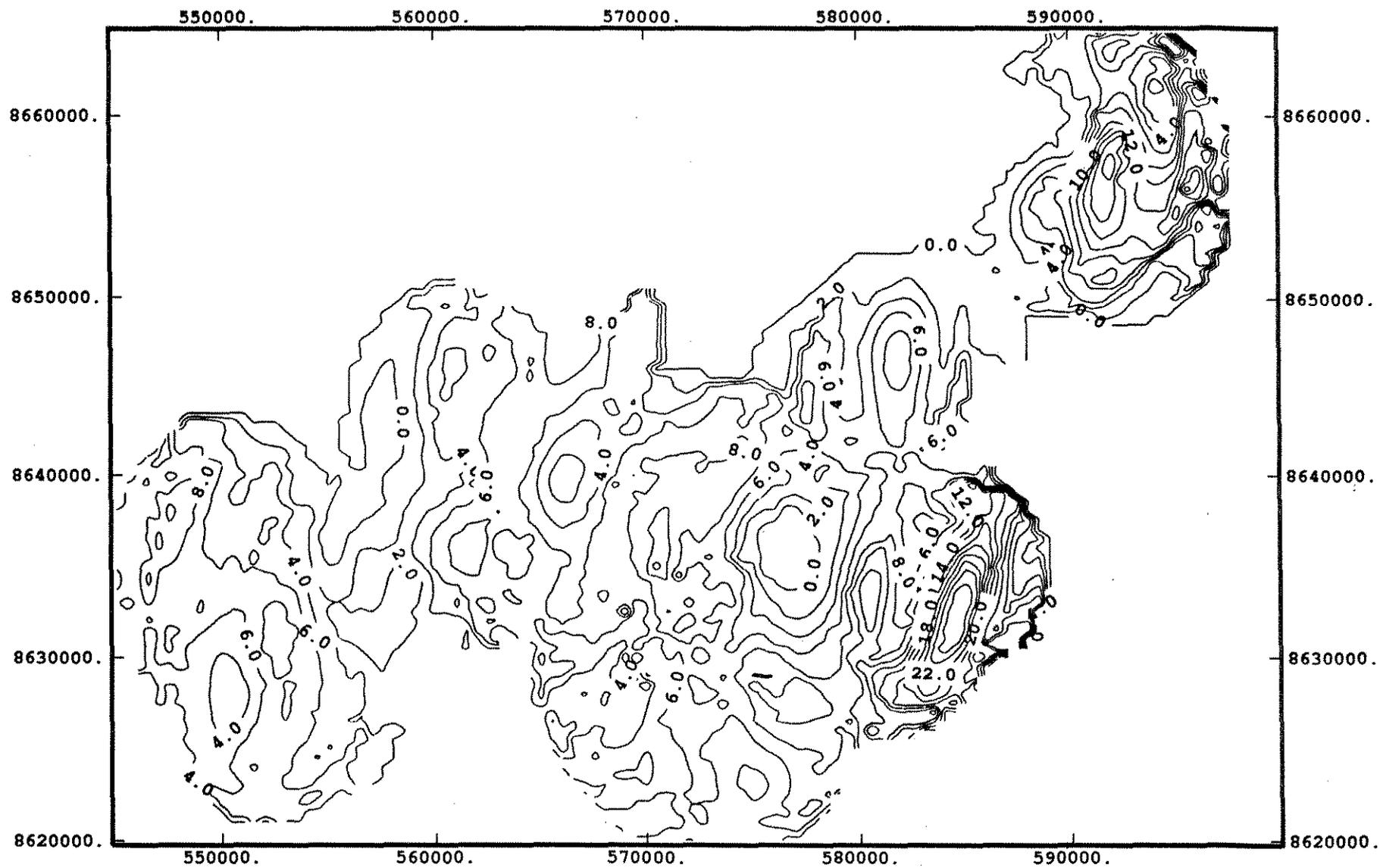


Figura 4.12 Mapa de isópacas de FI2.

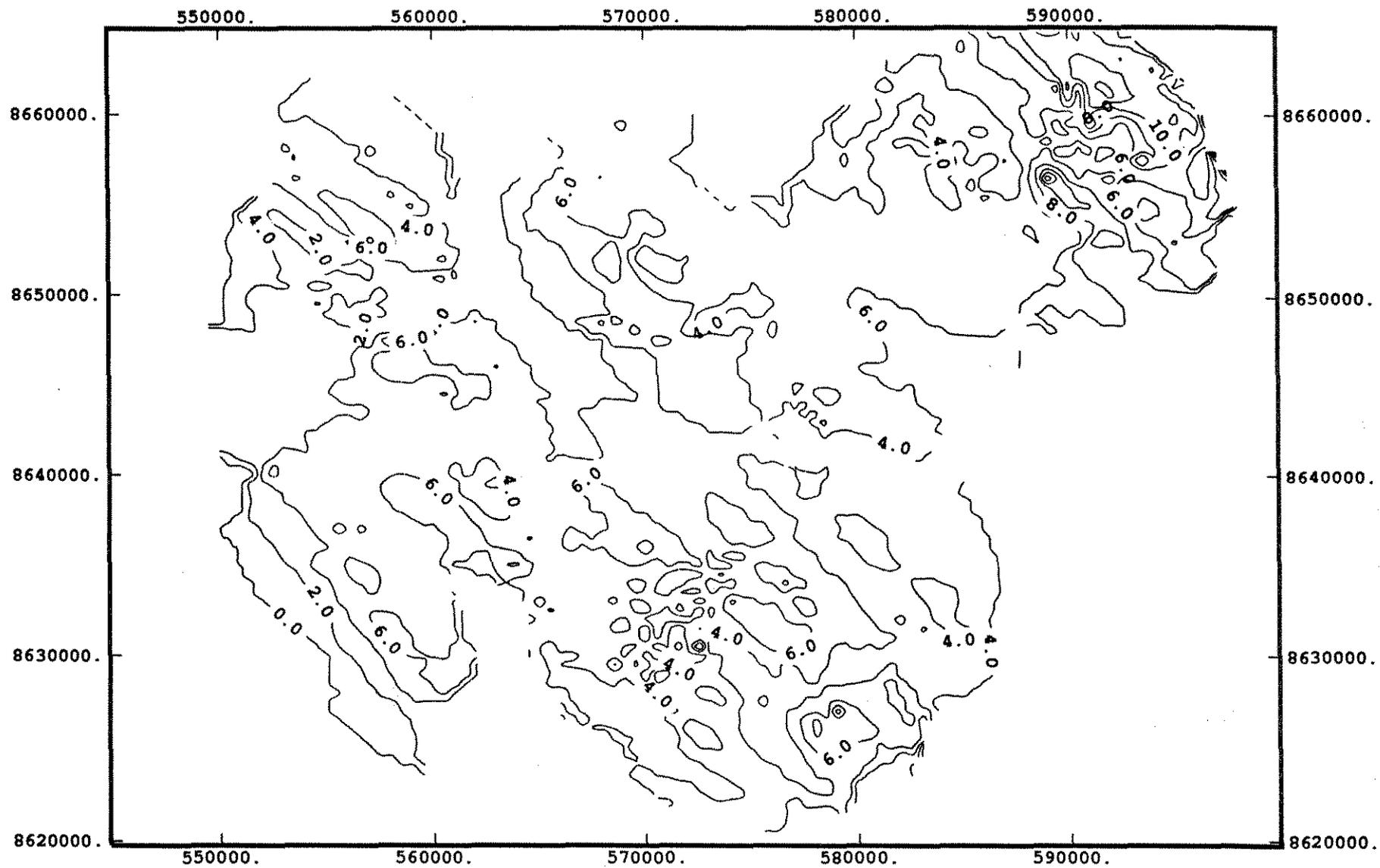


Figura 4.13 Mapa de isópacas de FL1

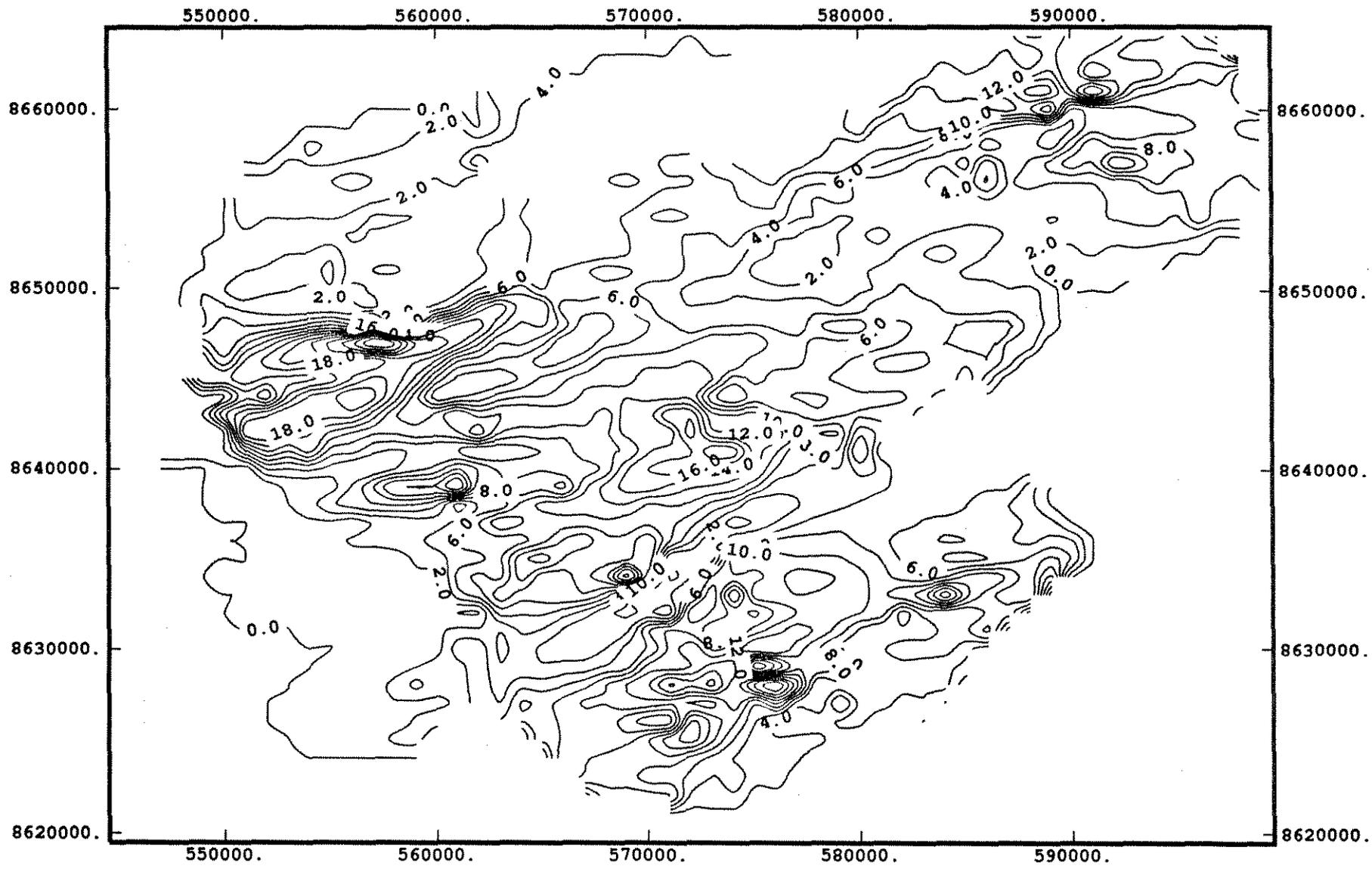


Figura 4.14 Mapa de isópacas de Eol

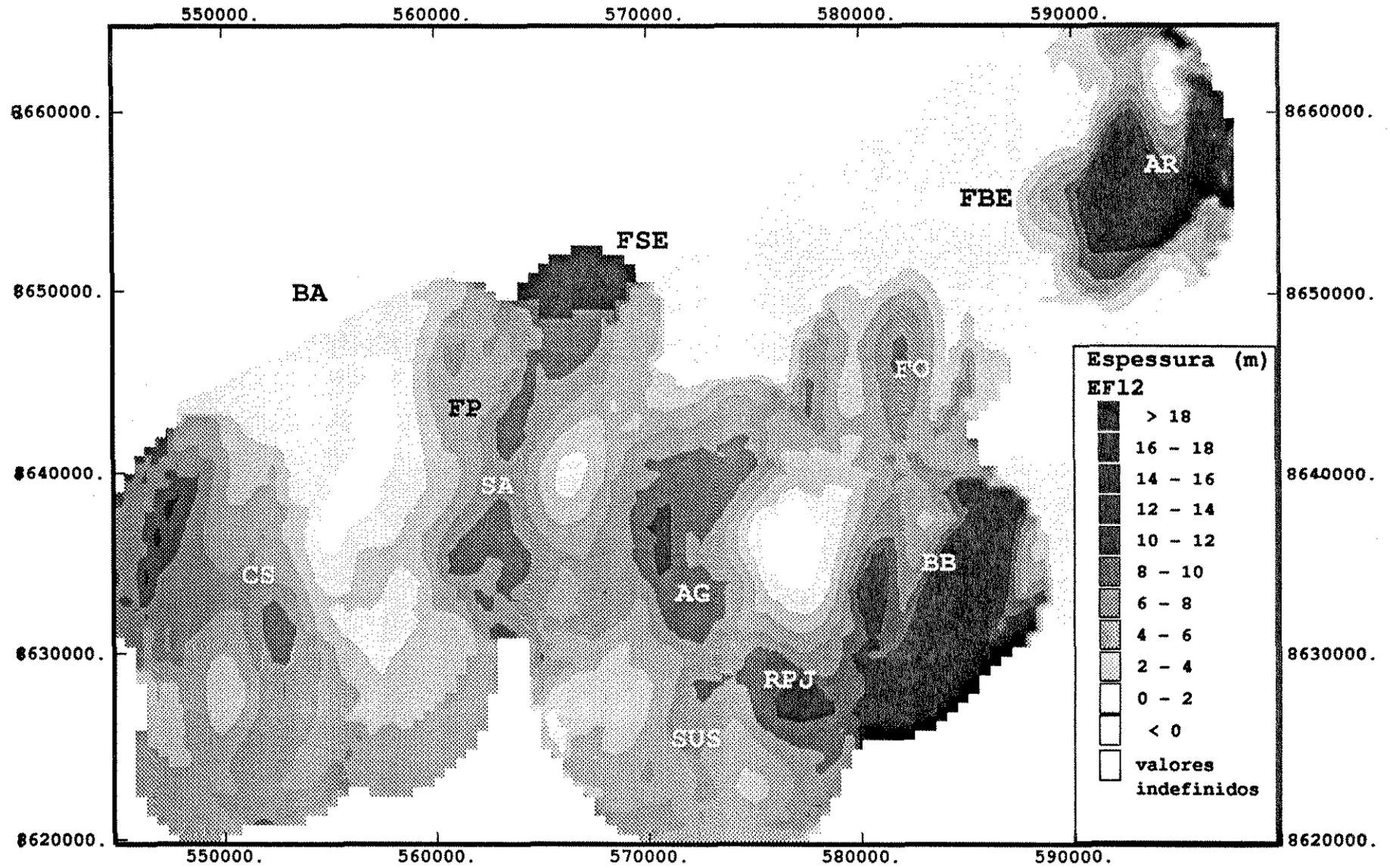


Figura 4.15 Mapa em tons de cinza da variabilidade regional de FI2.

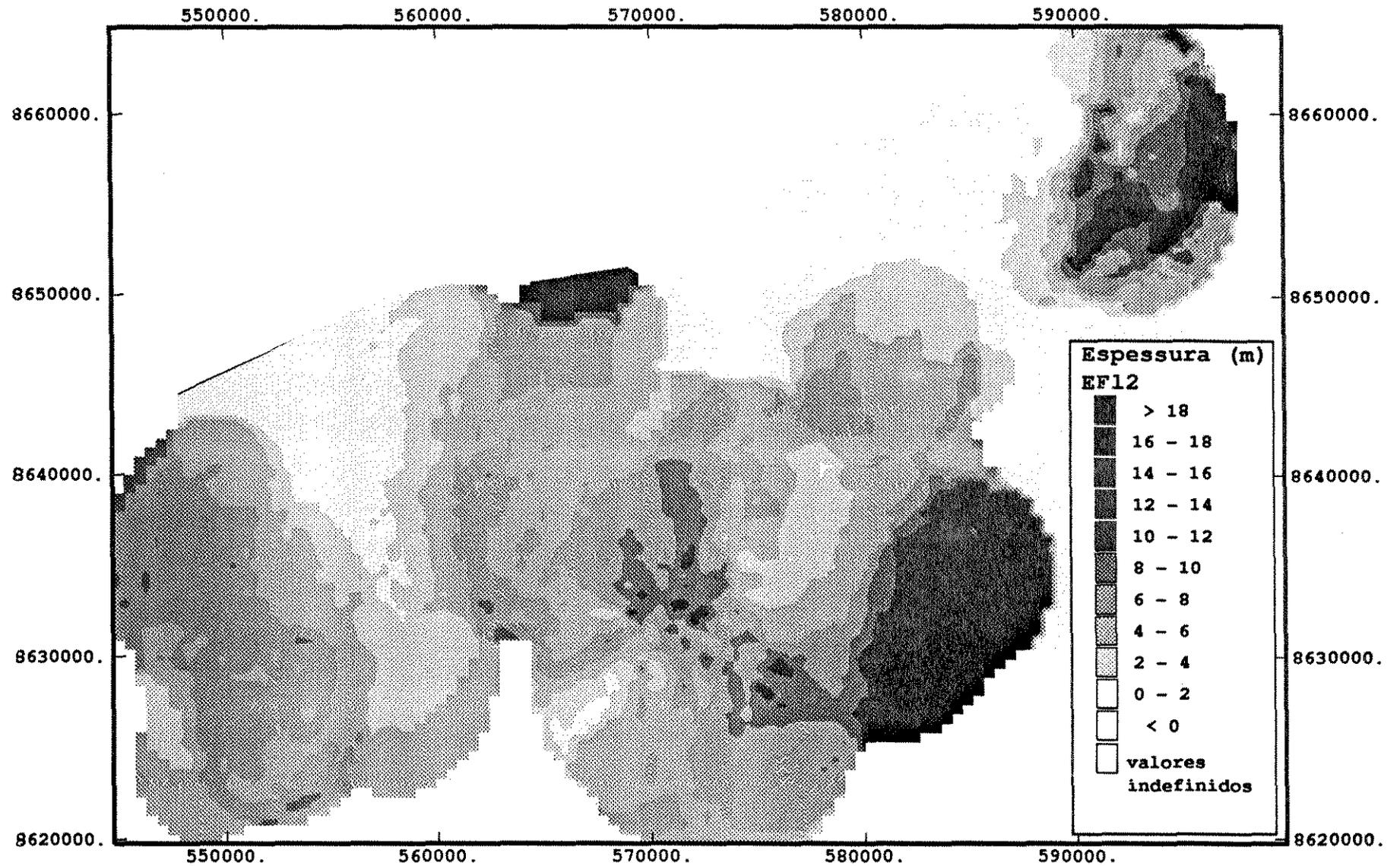


Figura 4.16 Mapa em tons de cinza da variabilidade local de EF12.

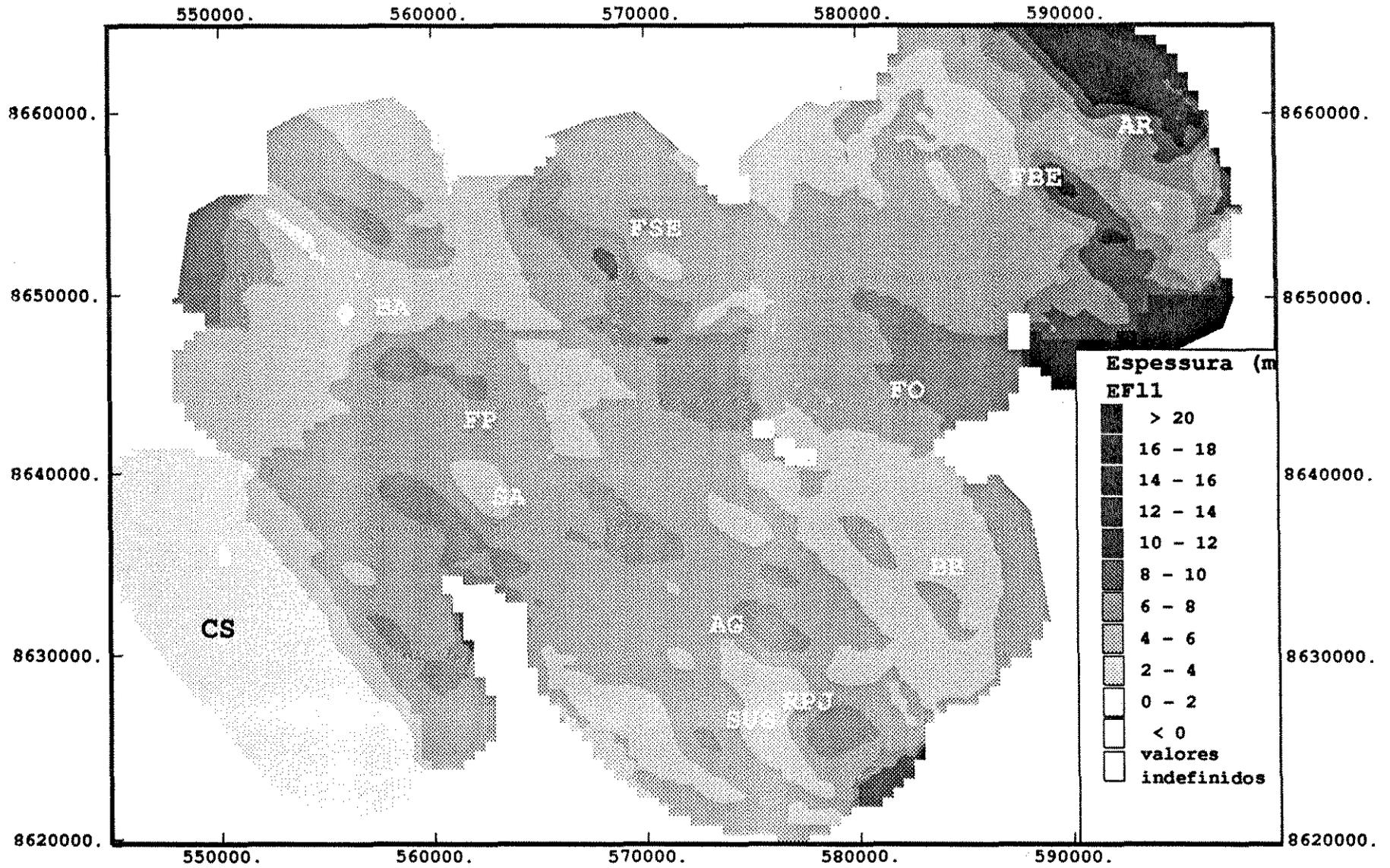


Figura 4.17 Mapa em tons de cinza da variabilidade regional de EF11.

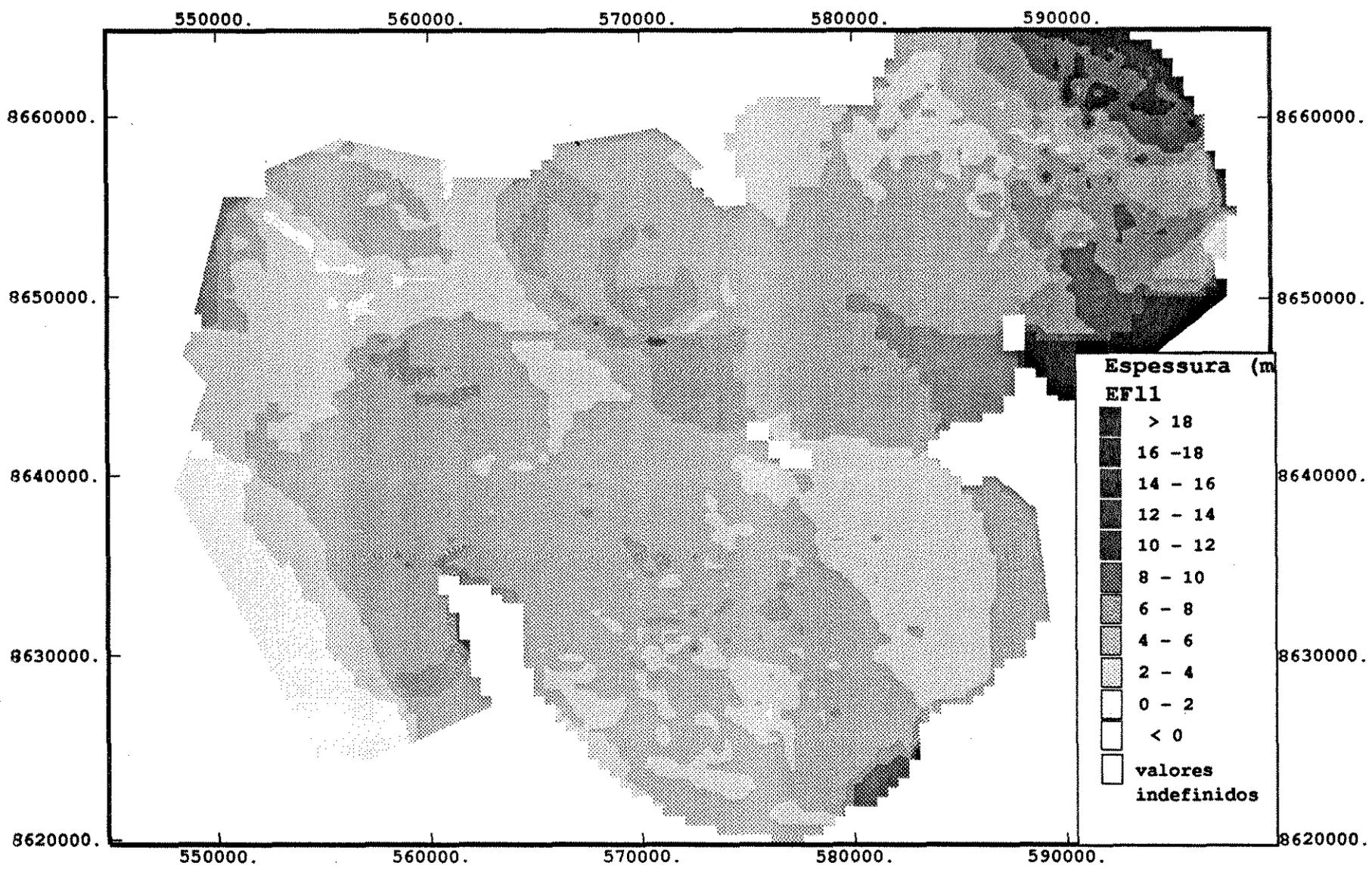


Figura 4.18 Mapa em tons de cinza da variabilidade local de EFI1.

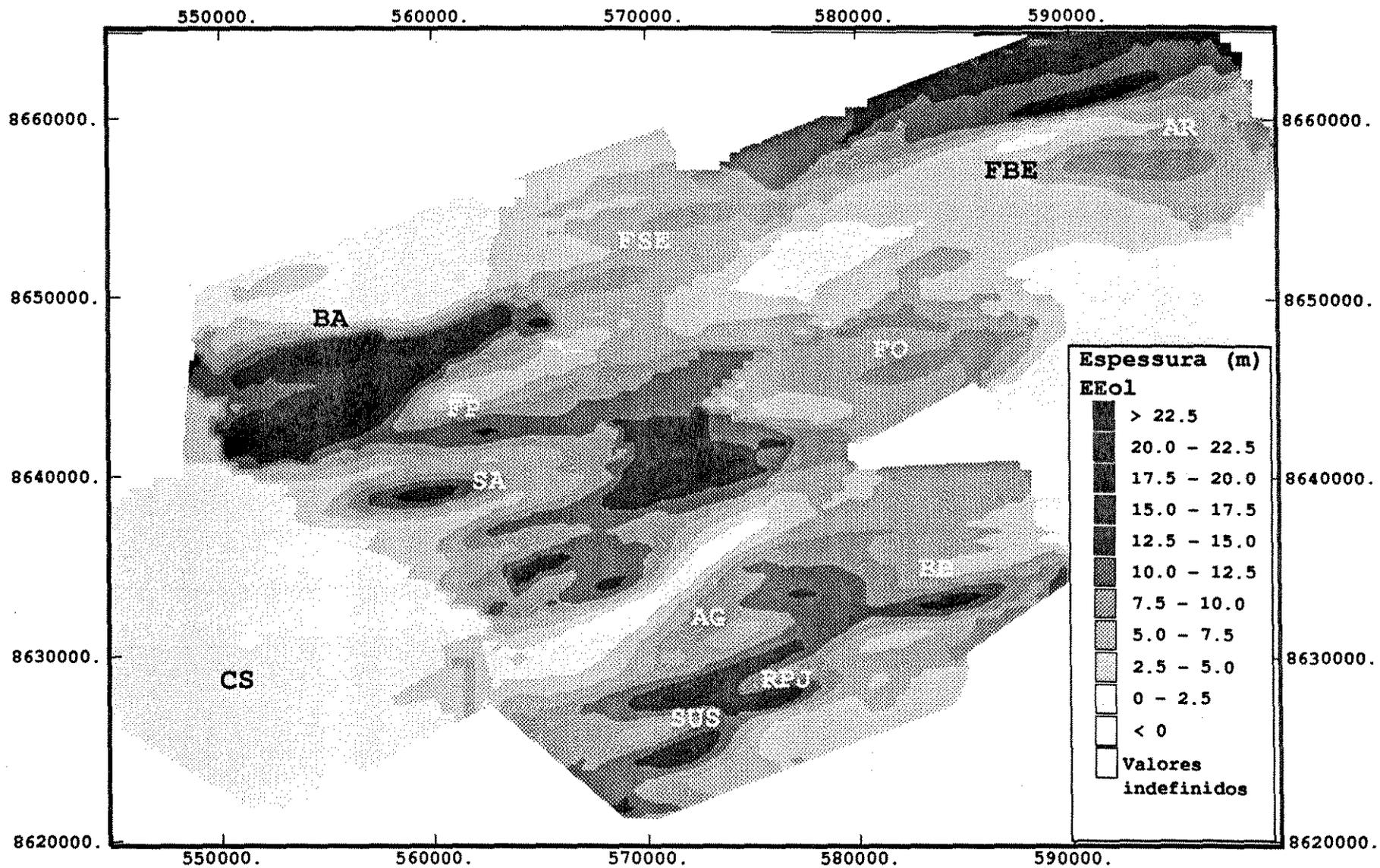


Figura 4.19 Mapa em tons de cinza da variabilidade regional de EEol.

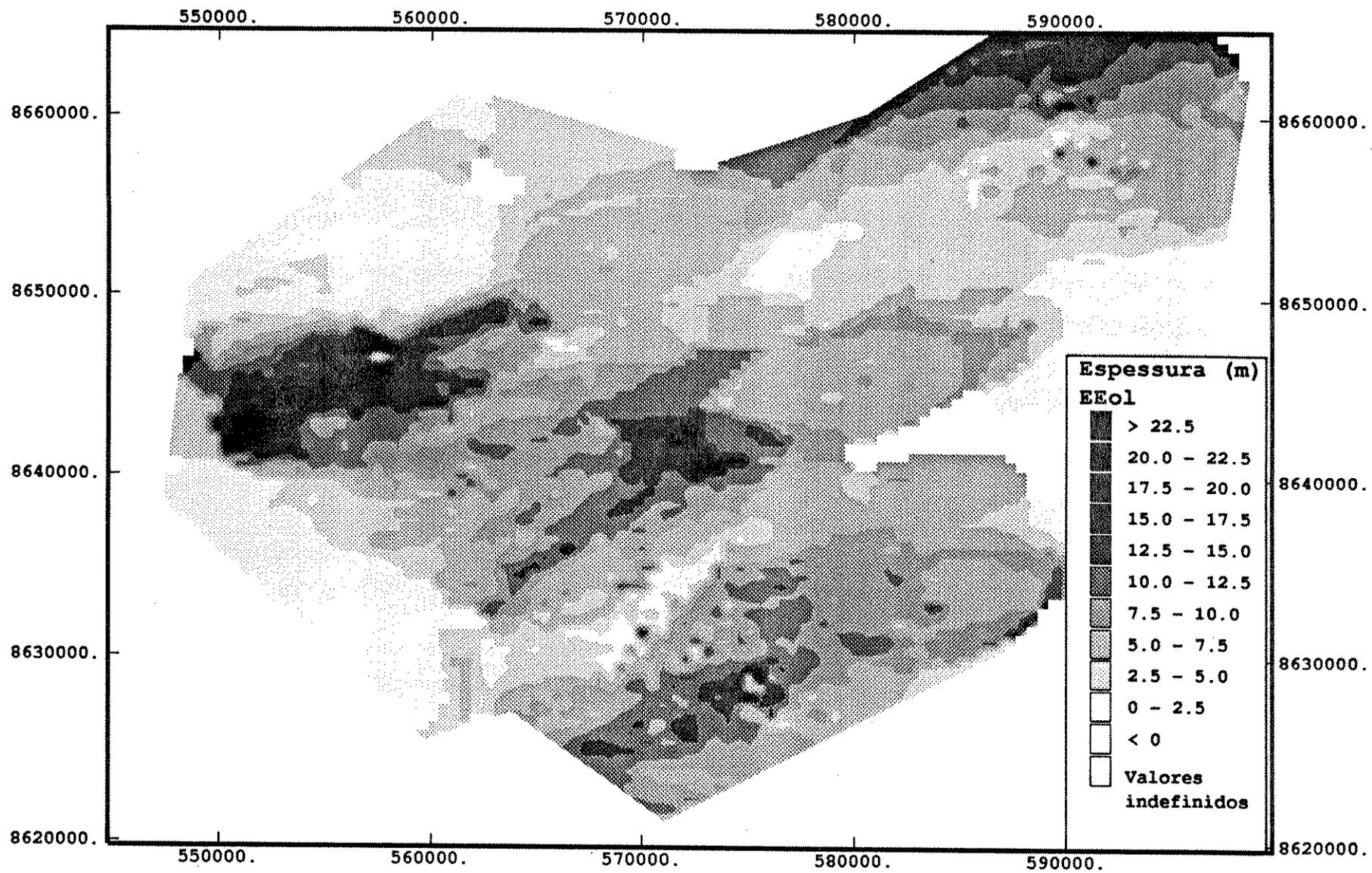


Figura 4.20 Mapa em tons de cinza da variabilidade local de EEol.

4.4.2. Krigagem da indicatriz

A estimativa de uma função de distribuição cumulada (f.d.c.) de uma variável contínua pode ser obtida através de estimativas das proporções relativas $F(z)$ acima ou abaixo de determinados parâmetros de corte " z_k " (*cutoff*).

Existem dois procedimentos para estimar distribuições cumulativas: o paramétrico e o não-paramétrico. No primeiro caso, determina-se uma função que descreva completamente a distribuição acumulada para qualquer valor de $Z(\mathbf{x})$. A aproximação paramétrica fornece a função probabilidade $F(z)$ completa e depende do modelo de função aleatória na qual a distribuição é assumida como conhecida. O tratamento não-paramétrico estima $F(z)$ em vários valores z_k e, assim, não produz uma estimativa completa da f.d.c., sendo necessárias extrapolações e interpolações entre as classes estimadas.

A krigagem da indicatriz adotada aqui é um método não-paramétrico que consiste em estimar a f.d.c. de uma variável discreta. A transformação de uma variável contínua em indicatriz $I_{z(x)}$ é definida por uma variável binária da seguinte forma:

$$I [Z(\mathbf{x}), z_k] = \begin{array}{l} 1 \text{ se } Z(\mathbf{x}) \leq z_k \\ 0 \text{ se } Z(\mathbf{x}) > z_k \end{array}$$

onde $z(\mathbf{x})$ é uma variável regionalizada com f.d.c igual a $F(z)=P[Z(\mathbf{x})<z_k]$.

A distribuição das variáveis indicatrizes é denominada de "Distribuição Bernoulli" em que

$$E \{ I (Z(\mathbf{x}) ; z_k / (n) \} = \text{Prob} \{ Z(\mathbf{x}) < z_k / (n) \}$$

onde (n) representa a informação condicionante disponível na vizinhança da locação " \mathbf{x} ".

A krigagem da indicatriz, efetuada para intervalos discretizados de uma variável contínua, fornece modelos probabilísticos de incerteza da ocorrência dos valores não amostrados.

Se $Z(\mathbf{x})$ é por si mesma uma variável categórica, isto é, possui valor 1 se ocorre um determinado tipo litológico em " \mathbf{x} ", ou zero caso-contrário, então não há necessidade de transformar os dados. Neste caso, a krigagem direta de $Z(\mathbf{x})$ fornece uma estimativa da probabilidade desta ser "1", ou seja, predominar na locação " \mathbf{x} ".

Neste trabalho, a krigagem da indicatriz foi utilizada para construção de mapas de probabilidade da ocorrência de determinadas classes de espessuras do depósito eólico. Estes mapas podem ser úteis na interpretação estratigráfica voltada para exploração de hidrocarbonetos.

A seguir são apresentadas as etapas do procedimento da aplicação da krigagem da indicatriz. Alguns aspectos teóricos são abordados superficialmente. Maiores detalhes podem ser encontrados em Journel & Alabert (1989).

4.4.2.1 Parâmetros de corte

A escolha dos parâmetros de corte (*cutoffs*) é um passo importante na estimativa da f.d.c. Quanto maior o número de *cutoffs* escolhidos, maior a aproximação da distribuição verdadeira.

Em algumas análises, os parâmetros de corte são escolhidos segundo alguns critérios específicos. Em mineração utiliza-se o "teor de corte" abaixo do qual a rocha é considerada estéril. Neste caso, os mapas de probabilidade obtidos por krigagem da indicatriz possuem um significado econômico.

Se o fenômeno em estudo não possui *cutoffs* que tenham significado especial, é necessário estudar as indicatrizes nos "decis" da distribuição de frequência cumulada global da variável em análise.

Os principais padrões geométricos dos sistemas eólicos (dunas, depósitos de baixo ângulo) não podem ser associados *a priori* a classes de valores de espessura. Isto deve-se às variações nas intensidades dos processos deposicionais que produzem corpos de mesma geometria em diferentes suportes. Do ponto de vista econômico, não há um valor de espessura mínimo para o depósito ser considerado ou não reservatório. Assim, para o estudo do comportamento estrutural e estimativa de probabilidades da

variável EEol, foram escolhidos os *cutoffs* correspondendo aproximadamente aos "decis" de sua f.d.c.

A figura 4.21 ilustra o histograma da f.d.c da variável Eeol e a tabela 4.6, os valores de *cutoffs* escolhidos.

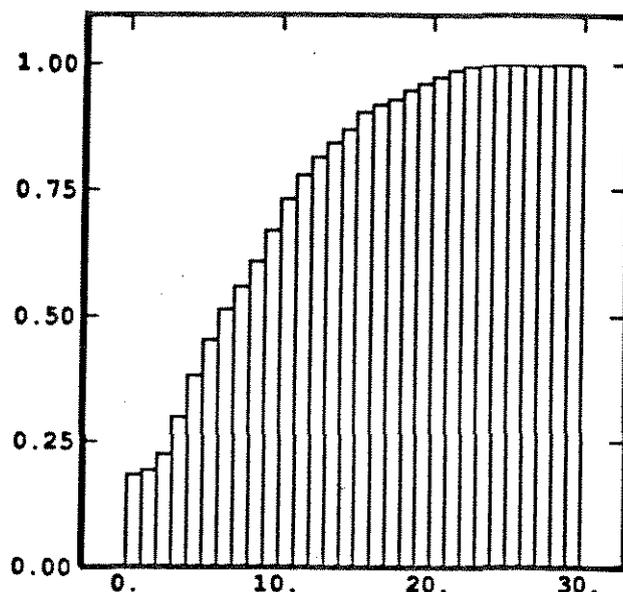


Figura 4.21 Histograma de frequência cumulada - variável EEol

Tabela 4.6 Parâmetros de corte próximos aos decis da f.d.c.

Freq. cum. (%)	19,3	29,9	38,2	51,4	61	73,2	81,3	90,3
<i>cutoff</i> (m)	2	4	5	7	9	11	13	16

4.4.2.2 Variografia das indicatrizes

Escolhidos os *K-cutoffs*, foram feitas as transformações da variável contínua Eeol em indicatrizes $I_{z(x)}$. Posteriormente, foram calculados os variogramas das indicatrizes para cada *cutoff*.

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE GEOESTATÍSTICA

O variograma da indicatriz representa a probabilidade de que, para cada par de pontos, separados por uma distância "h", um deles pertencer ao intervalo discretizado. Assim, o variograma representa a probabilidade de "sair" deste intervalo. O variograma é definido por,

$$\begin{aligned}
 2 \gamma_{ind}(h) &= 1/2 E\{ [I(x, z_k) - I(x+h, z_k)]^2 \} \\
 &= 1/2 \text{Prob} [I(x, z_k) \neq I(x+h, z_k)] \\
 &= 1/2 \{ \text{Prob} [z(x) \leq z_k, z(x+h) > z_k] + \text{Prob} [z(x) \geq z_k, z(x+h) < z_k] \}. \\
 &= \text{Prob} [Z(x) \neq Z(x+h)]
 \end{aligned}$$

A figura 4.22 ilustra os variogramas das indicatrizes, e os modelos ajustados podem ser comparados na tabela 4.7.

Tabela 4.7 Parâmetros dos modelos variográficos das indicatrizes.

Indicatriz/ zK	Pepita	Esférico	Gaussiano	
		isotrópico	isotrópico	
2m	0	a = 497m	a = 1989m	
4m	0	a = 497m	a = 1941,5m	
5m	0	a = 448m	a = 1.989m	
7m	0	a = 395,5m	a = 1941,5m	
9m	0	a = 294m	a = 1.501m	
11m	0,08	a = 497m	anisotrópico	
			N70°E±15° a > 3.741m	N20°W±15° a < 935m
13m	0	a = 602,5m	a > 5.411m	a < 1.202m
16m	0	a = 649m	a > 5.104m	a < 1.130m

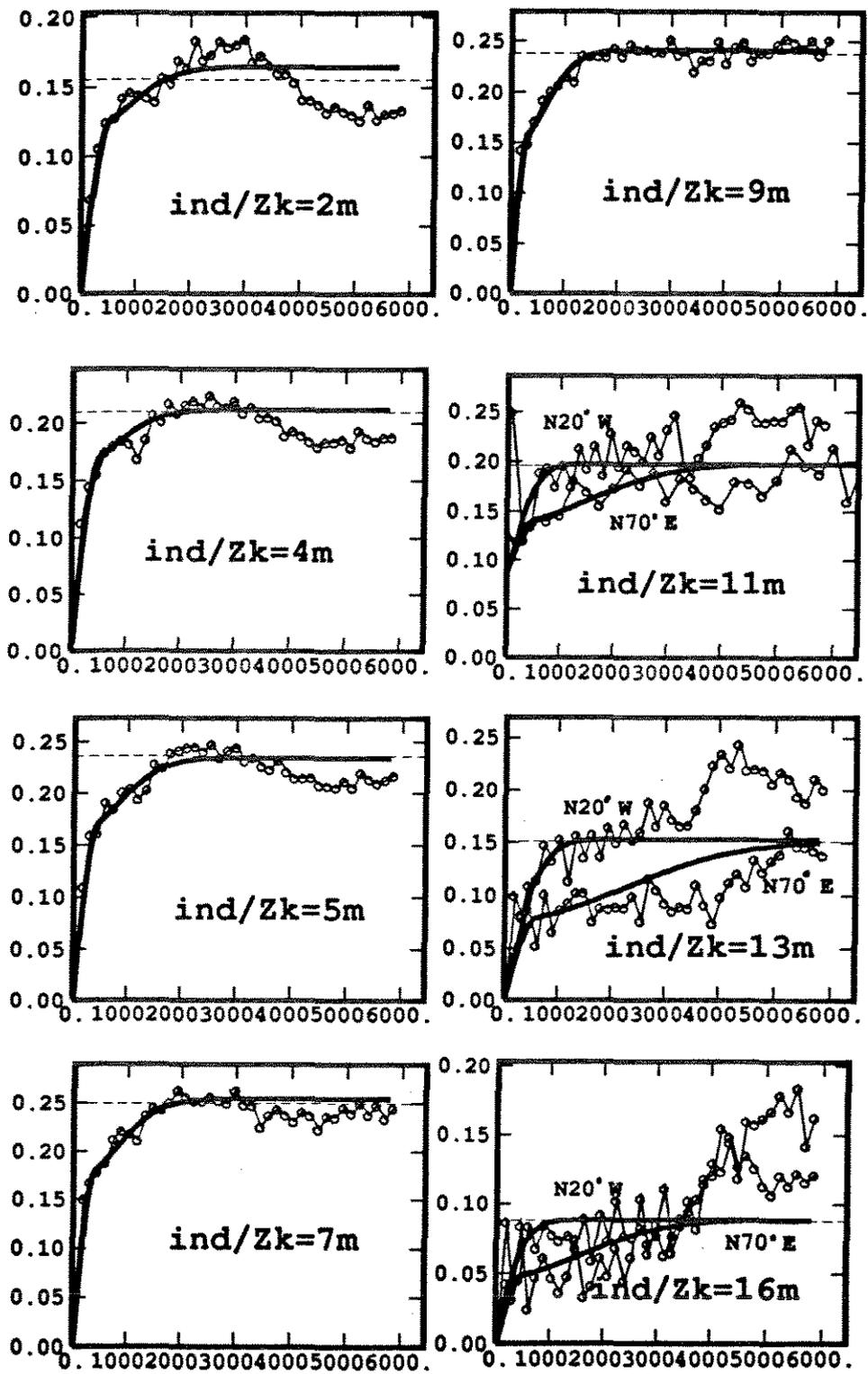


Figura 4.22 Variogramas das indicatrizes.

Para uma variável indicatriz de média "m", a variância é $m(1-m)$. Obtém-se a variância máxima de 0,25 na mediana da distribuição cuja média é igual a 0,5. Assim, os valores dos patamares dependem da proporção das amostras em relação aos *cutoffs*, o que dificulta a comparação direta entre os variogramas experimentais.

Observa-se na figura 4.22 que o valor máximo de patamar é obtido para o *cutoff* de 7m que corresponde aproximadamente a mediana da f.d.c. da variável Eeol. Na tabela 4.7 observa-se que os modelos de continuidade espacial são diferentes para os altos e baixos valores de espessura. Os modelos variográficos das indicatrizes para os *cutoffs* menores são isotrópicos e, para os maiores, apresentam anisotropia geométrica da ordem de 4,5 (razão A_x/A_y).

4.4.2.3 Mapas de probabilidade do depósito Eol

O critério de escolha dos intervalos a serem estimados baseou-se no comportamento estrutural dos variogramas das indicatrizes. As proporções abaixo dos *cutoffs* de 5m, 9m e 16m foram estimadas em uma malha regular de 1.000m. Posteriormente, fez-se as correções dos valores negativos e superiores à 1 e das inconsistências entre as classes (a proporção abaixo de um determinado *cutoff* não deve exceder à de um *cutoff* maior).

As figuras 4.23, 4.24, 4.25 e 4.26 mostram, respectivamente, os mapas de probabilidade da variável EEol nos intervalos abaixo de 5m, entre 5 e 9m, 9 e 16m e acima de 16m. No mapa de probabilidade $< 5m$, as regiões mais escuras estão associadas a não-ocorrência do sistema eólico (Fig.4.23). Espessuras entre 5 e 9m possuem maior probabilidade de ocorrência na faixa sudeste-nordeste da área (Fig.4.24) e, entre 9 e 16m, na porção central (Fig.4.25). Corpos com espessuras superiores a 16m ocorrem nas porções oeste, sul e nordeste, orientados segundo a direção N70 °E (Fig. 4.26).

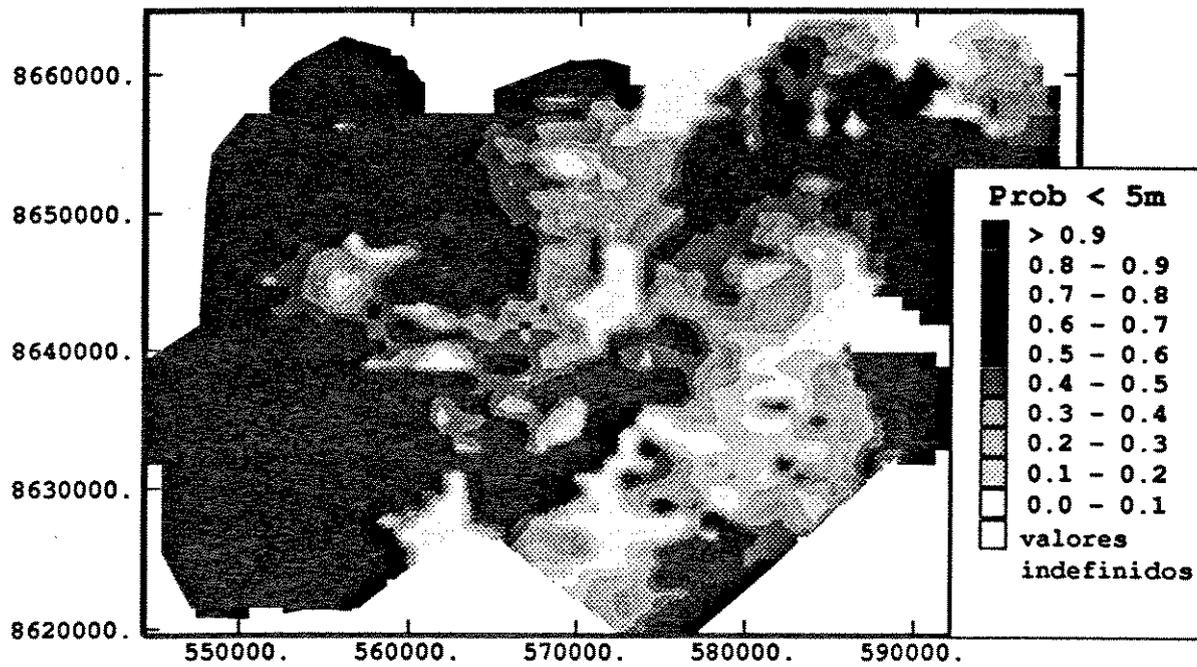


Figura 4.23 Mapa de probabilidade de EEol < 5m.

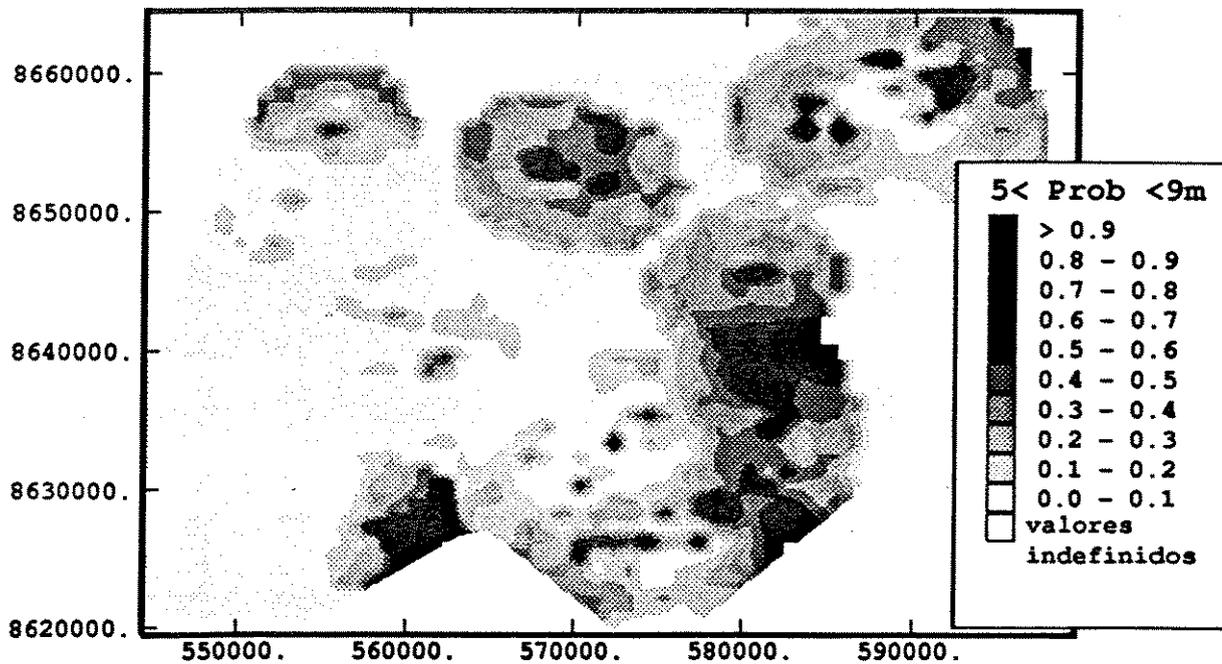


Figura 4.24 Mapa de probabilidade de EEol > 5m e < 9m.

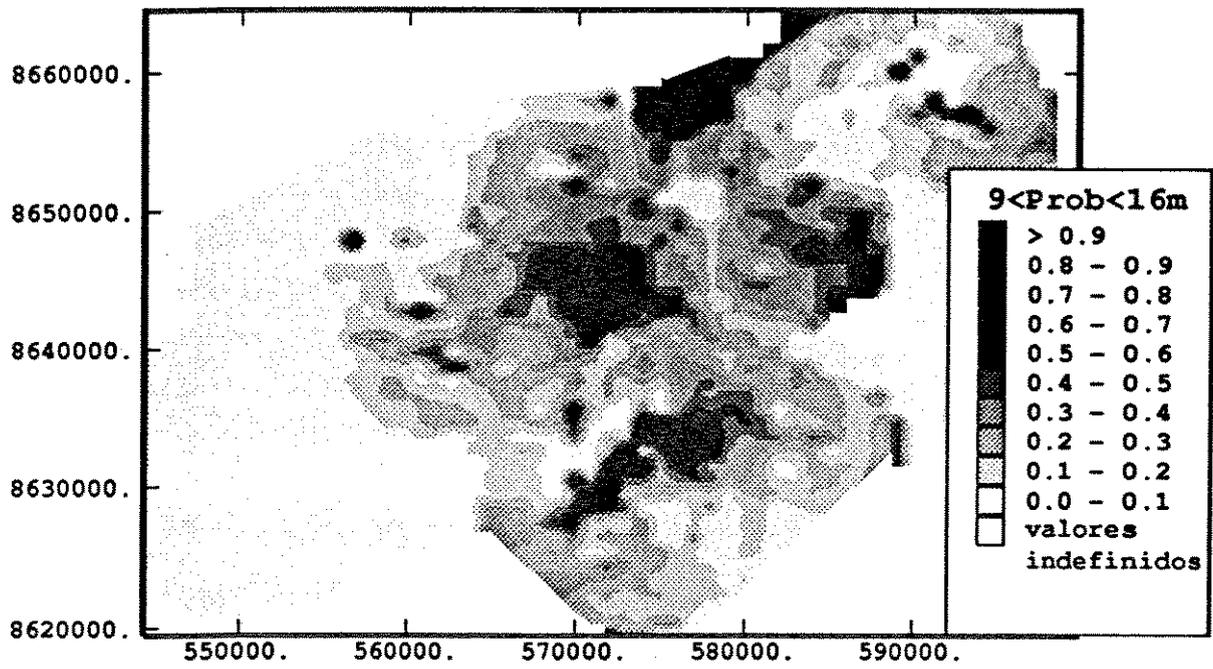


Figura 4.25 Mapa de probabilidade de EEol > 9m e < 16m.

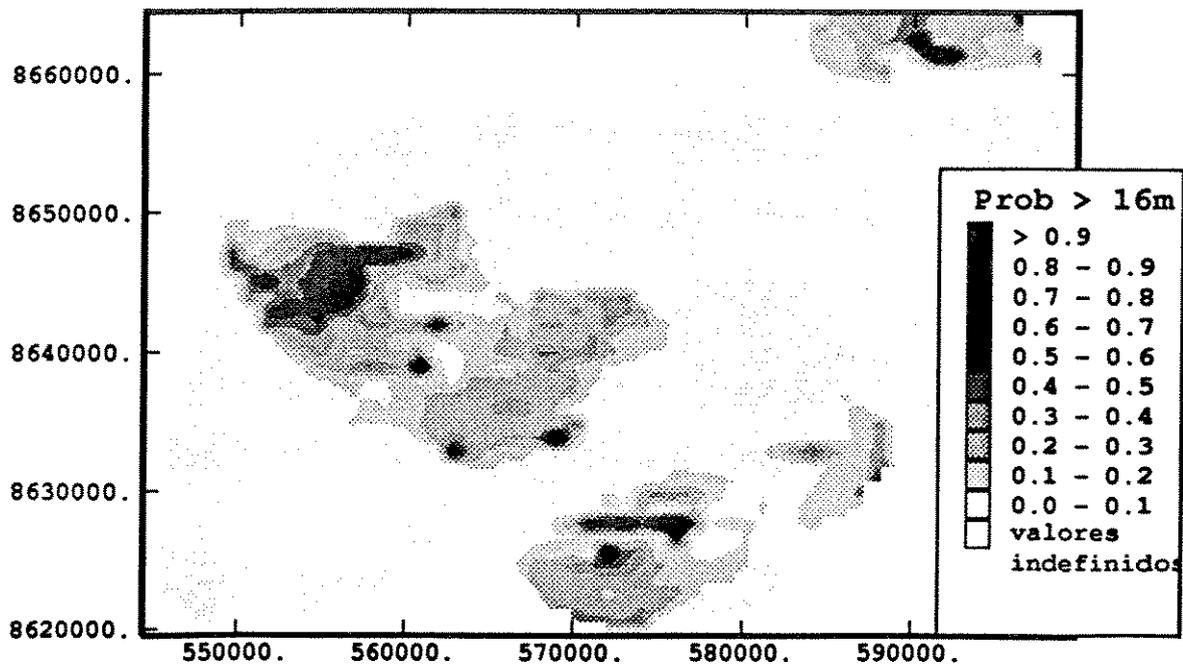


Figura 4.26 Mapa de probabilidade de EEol > 16m

Capítulo 5

Interpretação Geológica dos Dados

Neste capítulo são discutidos os processos e produtos dos sistemas flúvio-eólicos, comparando-se os depósitos da Formação Água Grande com exemplos de outras bacias sedimentares.

Apresentam-se aqui, também, os aspectos da distribuição, geometria e orientação de cada depósito (FI2, FI1 e Eol) interpretados através dos dados geológicos e geoestatísticos.

5.1 Sistemas flúvio-eólicos

A interação entre sistemas fluviais e eólicos ocorre principalmente em planícies aluviais submetidas a clima árido/semi-árido, podendo haver o predomínio de um dos sistemas em determinados estágios da sua evolução.

As unidades deposicionais fluviais, em função das suas dimensões físicas, da razão de sedimentação e da escala temporal, podem ser subdivididas em vários grupos (Miall, 1992). Em cada uma dessas escalas, os corpos são limitados por superfícies de discontinuidades (*bounding discontinuities*), tais como contatos entre as camadas, cicatrizes de canais (*channel scours*), topo e base das unidades estratigráficas e discordâncias.

Na escala de bacia, tradicionalmente, são reconhecidos quatro estilos de canais fluviais: meandrante, entrelaçado (*braided*), anastomosado e retilíneo. O reconhecimento de muitas variações entre os quatro tipos básicos de canais revela, entretanto, que os sistemas deposicionais fluviais nem sempre podem ser enquadrados em um dos modelos extremos.

Os depósitos fluviais podem ser subdivididos em elementos de arquitetura que se caracterizam por assembléias de fácies distintas, pela geometria interna e externa e, em alguns casos, pelo perfil vertical.

Nos rios entrelaçados, pequenas sinuosidades podem gerar depósitos de acresção lateral. Mesmo em canais retilíneos, a existência de um talvegue meandrante de fundo de canal também se constitui em uma zona favorável à formação destes depósitos. Os reservatórios formados por lençóis de areia amalgamados, de um sistema fluvial do tipo entrelaçado, podem ser volumetricamente expressivos e bastante contínuos. Porém, as heterogeneidades internas formadas por areias mal selecionadas, intraclastos argilosos e folhelhos erráticos podem afetar bastante a produção de hidrocarbonetos.

Em escala de bacia é possível observar associações flúvio-eólicas relacionadas a variações climáticas. Meadows *et al.* (1993), estudando a distribuição de fácies de um sistema flúvio-eólico do Arenito Triássico Sheerwood (Mar da Irlanda), identificou depósitos de extensão bacinal, que foram classificados como *end-members* (membros extremos), quais sejam:

CANAIS FLUVIAIS PRINCIPAIS: sequências de camadas de arenitos de granulometria fina a média, com bases erosivas ricas em intraclastos argilosos basais. Ocorrem estratificações cruzadas tabulares características da migração de barras transversais, oblíquas ou de acresção lateral. Os canais normalmente são entrelaçados, de sinuosidade baixa a moderada.

CANAIS FLUVIAIS EFÊMEROS: depósitos caracteristicamente pouco espessos em relação aos depósitos de canais principais. Normalmente ocorrem intercaladas fácies eólicas de retrabalhamento local que evidenciam o carácter efêmero desses cursos fluviais. Estes pequenos canais são sujeitos à elevada variabilidade dos regimes de descarga e, quando ativos, podem formar tributários de

um sistema de canal principal. Por serem feições morfológicas de pequena duração, são de difícil identificação em depósitos antigos, principalmente em subsuperfície.

LENÇÓIS DE INUNDAÇÃO (*sheet floods*): depósitos bastante homogêneos, contínuos e tabulares. Frequentemente ocorrem intercalados com depósitos de canais efêmeros. A deposição destas fácies se dá devido a inundações ocasionadas por transbordamentos e/ou elevação do nível freático.

DUNAS EÓLICAS: depósitos arenosos com estratificações cruzadas planares de ângulos moderados à altos, assintóticas na base. Internamente às camadas ocorrem laminações diferenciadas, formadas por processos de queda e fluxo de grãos. Os intervalos dunares preservados, tipicamente compreendem vários sets estratificados com superfícies delimitantes côncavas ou convexas. São comuns, em escala de bacia, grandes variações da espessura total.

LENÇÓIS DE AREIA (*sand sheets*): arenitos eólicos muito finos, laminados, com estratificações de baixo ângulo ou planares. Presença de arenitos bimodais com gradação inversa gerada por fluxo de grãos. São depósitos muito extensos, de superfícies onduladas ou planares. O desenvolvimento destas fácies é favorecido em áreas áridas de aporte limitado de areia (Kocureck, 1988).

Em análises regionais, a classificação de Meadows *et al.* (1993) possui um carácter bastante prático, pois considera as geometrias e associações faciológicas principais dos depósitos, sem levar em consideração as implicações estratigráficas de menor ordem. Na prática, estas associações faciológicas ocorrem intercaladas em diversas escalas, configurando sistemas flúvio-eólico bastante complexos. A tectônica atuante e o clima são os principais fatores controladores na deposição destes sistemas.

Nas planícies arenosas extensas, adjacentes aos canais fluviais principais, podem se desenvolver dunas maiores isoladas, que não dependem da quantidade de areia disponível e do espaço para seu crescimento e migração.

A compreensão da geometria dos corpos fluviais pode auxiliar na predição da posição, tipo e suporte dos depósitos eólicos. A distribuição de fácies eólicas pode ser controlada pela posição axial do canal principal, com desenvolvimento de dunas nas barras fluviais ou suas adjacências.

5.2 Distribuição, orientação e geometria dos reservatórios fluviais e eólico da Formação Água Grande.

As características morfológicas das unidades fluviais e eólicas da Formação Água Grande foram interpretadas através da integração entre seções estratigráficas regionais e locais (Figs. 3.12 a 3.14), variogramas (Figs. 4.7, 4.8 e 4.9) e mapas de isópacas de variabilidade regional (Figs. 4.15, 4.17, 4.19). A análise variográfica não foi importante somente para a estimativa, mas também permitiu extrair informações relevantes para a análise da morfologia, da distribuição e da orientação dos sistemas fluviais e eólicos.

Na área em estudo, o sistema fluvial FI2, da base da formação, orientado segundo a direção aproximada N15°E, é descontínuo e sinuoso (Fig. 4.15). Os seus corpos arenosos, constituídos por ciclos granodecrescentes ascendentes, apresentam largura média em torno de 4Km e comprimento médio de 7Km. Estas dimensões correspondem respectivamente as direções N75°W, de menor continuidade e N15°E, de maior continuidade do modelo variográfico da espessura deste sistema deposicional. Estas dimensões médias representam o dobro do alcance (comprimento de onda da função *sinc*=cardinal seno) nas direções de anisotropia (Figs. 4.7 A e 4.7B).

O sistema fluvial sinuoso, FI2, apresenta base côncava, limitada por uma superfície de erosão (ver item 3.5), e topo plano, caracterizando seus depósitos preservados como preenchimento de vales incisos (Figs. 3.13 e 3.14). A leste da área, este sistema apresenta-se mais retilíneo e espesso, configurando a faixa deposicional de um canal fluvial principal. A direção deste canal pode ter sido controlada por uma maior subsidência na parte leste da bacia.

O sistema fluvial entrelaçado, FI1, apresenta geometria tabular, com barras preservadas orientadas na direção N45°W (Fig. 4.17). Seus corpos arenosos possuem largura média em torno de 3Km e comprimentos variáveis. A sua largura média corresponde ao dobro do alcance do modelo variográfico na direção de menor continuidade (Fig. 4.8A, direção do efeito buraco-N45°E).

A geometria de F11 relaciona-se a canais fluviais efêmeros, com preservação de barras longitudinais, e aos lençóis de inundação, caracteristicamente de aspecto tabular. A reversão nas direções de paleocorrente do sistema fluvial sinuoso (NE-SW) para o sistema fluvial entrelaçado (NW-SE) sugere um basculamento tectônico da bacia para SE.

O sistema eólico Eol apresenta geometria mais complexa que os depósitos fluviais. Ocorrem corpos alongados de variadas dimensões, orientados obliquamente ao sistema fluvial entrelaçado, na direção N70°E (Fig. 4.19). Estas formas são interpretadas como dunas eólicas preservadas, de base plana e topo convexo (Figs. 3.13 e 3.14).

Com a amostragem disponível não foi possível definir, para as áreas interdunares, um padrão geométrico distinto. Possivelmente, além das dunas preservadas, ocorrem feições de corredores interdunares e lençóis de areia. A existência de pelo menos duas geometrias distintas é verificada através da bimodalidade dos histogramas das espessuras (Fig. 4.3A) e das diferentes estruturas, para os valores altos e baixos, observadas nos variogramas das indicatrizes da figura 4.22. Além destas evidências, Durães (1989) reconheceu, no campo de Rio Pojuca, fácies constituídas por arenitos médios, maciços ou com laminação plano-paralela incipiente e fácies de arenitos finos a grossos com laminação cavalgante transladante (estratificação subcrítica), sub-horizontais, evidenciadas por intercalações de lâminas milimétricas de areia fina e grossa ou de lâminas com gradação inversa características. Segundo o autor, estas fácies são características de depósitos interdunares e/ou de lençóis de areia, que circundam os campos de dunas.

5.3 Ciclos de aridez ascendente (*drying-up cycles*)

Em escala de bacia é possível observar transições de sistemas fluviais para eólicos, relacionadas a ciclos de aridez ascendente (*drying-up cycles*), associados a variações climáticas que afetam áreas de grandes extensões. A transição do domínio fluvial para o eólico normalmente é gradual. Diversos processos locais, tais como retrabalhamento eólico *in-situ*, cursos d'água efêmeros e oscilações do nível freático, entre outros, representam variações de mais alta frequência (Meadows *et al.*, 1993).

Os ciclos completos normalmente iniciam-se por um sistema fluvial, seguido de depósitos fluviais intercalados com fácies eólicas de retrabalhamentos locais. Posteriormente, desenvolvem-se depósitos eólicos extensos, sujeitos a cursos fluviais efêmeros. O término destes ciclos é marcado por extensas planícies eólicas arenosas (*ergs*), que registram condições de extrema de aridez climática.

Herries (1993), estudando os contrastes de estilos na transição flúvio-eólica da Formação Kayenta para Navajo (nordeste do Arizona), reconheceu dois estilos distintos de interação flúvio-eólica. O primeiro apresenta uma interdigitação em grande escala de associações de fácies fluvial e eólica, as quais definem ciclos *drying-up*. O segundo é representado pelas interdigitações de pequena escala, que ocorrem internamente em cada associação de ordem maior. Para Herries (1993), a ocorrência de fácies de retrabalhamento eólico pode estar relacionada às oscilações do nível freático. Fases de nível freático alto, devido à subsidência ou clima mais úmido, fornecem menores volumes de areia para o retrabalhamento eólico e, conseqüentemente, desenvolvem-se principalmente depósitos de inundação (*sheet flood*).

A deposição periódica de fácies eólicas pode ocorrer também como consequência da migração e abandono do canal fluvial principal, ou como resposta de uma quiescência regional na atividade fluvial. Áreas inativas da planície aluvial são fontes para o desenvolvimento de depósitos eólicos.

Eventos de inundação de carácter efêmero podem retrabalhar os depósitos eólicos e inundar os corredores interdunares, depositando fácies constituídas por uma mistura de sedimentos eólicos e fluviais. Os depósitos interdunares são de difícil reconhecimento em subsuperfície.

Segundo Cowan (1993), os reservatórios siliciclásticos constituídos por intercalações de arenitos eólicos e fluviais de baixa permeabilidade, depletam mais rápido que os sedimentos fluviais vizinhos e tem o potencial de agir como condutos para chegada de água precoce (*breakthrough*). Assim, intercalações de mais alta frequência produzem um grau de heterogeneidade que deve ser levado em consideração no gerenciamento de um reservatório.

Na Formação Água Grande, o reconhecimento em alguns campos, de fácies eólicas com espessuras em torno de 2-3m, intercaladas aos sistemas fluviais, constitui evidência de uma transição gradual, em um ciclo de aridez ascendente de ordem maior. Como visto no item 3.5, estas intercalações não são correlacionáveis por toda a área em estudo e são produto de processos sedimentares locais (Figs 3.12, 3.13 e 3.14). A espessura total de cada sistema deposicional corresponde à soma das diferentes fácies associadas a estas condições deposicionais.

Os mapas de variabilidade regional, obtidos por krigagem fatorial, representam as diferentes estruturações dos sistemas fluviais (sinuoso e entrelaçado) e do sistema eólico, relacionadas à transição de um ciclo de aridez ascendente. Os mapas de variabilidade local dos sistemas fluviais evidenciam as áreas submetidas aos retrabalhamentos eólicos locais (Figs. 4.16 e 4.18).

O mapa de variabilidade local do sistema eólico apresenta aspecto diferente dos mapas dos sistemas fluviais e é interpretado como produto de processos erosivos aquosos relacionados a fluxos fluviais efêmeros ou canalizações no início da fase lacustre transgressiva (Lago Tauá) (Fig. 4.20).

5.4 Origem e preservação da geometria do sistema eólico

Segundo Kocurek & Havholm (1994), os sistemas eólicos podem ser representados por um espectro que tem como membros extremos os sistemas áridos (*dry*), úmido (*wet*) e estabilizado (*stabilized*).

Os sistemas eólicos áridos caracterizam-se basicamente pela ausência de fatores estabilizantes, onde o nível freático e sua franja capilar posicionam-se em uma profundidade abaixo da superfície deposicional. Todo o sedimento do substrato é instável e sujeito ao transporte eólico e os processos de deposição local. O transporte e erosão associam-se exclusivamente à configuração aerodinâmica local. As planícies interdunares, sujeitas à fluxos acelerados, são potencialmente erosionais, empobrecendo à medida em que há transporte de areia para as dunas. No registro sedimentar, os sistemas eólicos áridos caracteristicamente não apresentam acumulações de planícies interdunares.

Os sistemas eólicos úmidos são controlados pela configuração aerodinâmica local e pelo nível freático. Nestes sistemas as planícies interdunares são menos sujeitas aos processos deflacionários, devido a intersecção do nível freático com a superfície deposicional. A acumulação dos estratos dunares e interdunares ocorre devido à subida do nível freático.

O desenvolvimento, nas superfícies deposicionais, de fatores estabilizantes, tais como crescimento de vegetação, cimentação, deposição de sedimentos grossos (*regs*) e *drapes* de argilas caracterizam os sistemas eólicos estabilizados. Estes fatores podem ter um desenvolvimento contínuo ou periódico, estabilizando o substrato, porém permitindo que o sistema permaneça ativo. Se estes fatores se desenvolverem ao ponto de encerrarem a atividade aerodinâmica, então são formadas as super-superfícies.

Uma super-superfície é definida por Kocurek & Havholm (1994) como uma feição que limita o término de uma acumulação eólica através de uma área bastante extensa (escala quilométrica). As super-superfícies não são exclusivas aos sistemas eólicos estabilizados e são classificadas de acordo com a natureza do substrato de cada sistema eólico (Fig. 5.1).

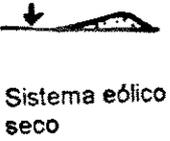
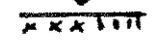
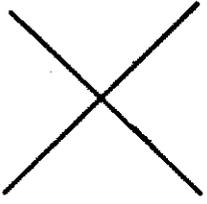
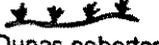
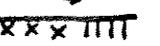
	Erosão		Transporte (<i>bypass</i>)		Deposicional (mudança de ambiente)
	SECO	ÚMIDO	SECO	ÚMIDO	
Não estabilizado	 <p>Sistema eólico seco</p>	<p>Queda do nível freático</p>  <p>Nível freático/ <i>sabka</i></p> 	<p>Sistema eólico seco</p> 	<p>Sistema eólico úmido</p> 	
Estabilizado			<p>Dunas cobertas por vegetação</p>  <p><i>reg</i></p> 	<p>Dunas cimentadas ou cobertas por vegetação</p>  <p><i>sabka</i>/Nível freático</p> 	

Figura 5.1 Classificação de super-superfícies dos sistemas eólicos
(adaptado de Kocurek *et al.*, 1994)

Nos sistemas áridos as super-superfícies são erosionais e se desenvolvem por processos erosivos que "canabalizam" as acumulações. Nos sistemas úmidos, onde há queda do nível freático, a razão do potencial deflacionário é maior que a razão de queda do nível freático e, assim, a superfície deposicional permanece úmida. Então desenvolvem-se nas dunas e nas planícies interdunares as super-superfícies denominadas por Fryberger *et al.* (1988) de "superfícies de Stokes".

Um caso especial existe quando a acumulação eólica termina devido a uma mudança do ambiente eólico para um ambiente não-eólico, sem a ocorrência de um hiato deposicional no registro estratigráfico. Exemplos incluem o afogamento, devido à transgressão marinha, de um sistema eólico onde a topografia dunar é amplamente preservada (Glennie & Buller, 1983) e um caso mais raro de soterramento por fluxo de lava (Clemmensen, 1988).

Os depósitos eólicos da Formação Água Grande constituem um exemplo de preservação com desenvolvimento de uma super-superfície limite devido à transgressão do Lago Tauá (mudança de ambiente). O topo desta unidade (super-superfície) apresenta-se de forma concordante com os marcos estratigráficos do Membro Tauá (Fig. 3.12), e as evidências de erosão constituem apenas feições localizadas.

As super-superfícies resultam de mudanças externas, relacionadas a eventos subsequentes, impostas ao sistema eólico. Suas origens não se relacionam às condições reinantes durante a acumulação.

Kocureck & Havholm (1994), sugerem alguns critérios para o reconhecimento de uma super-superfície:

- (a) diferentes estilos de estratificações acima e abaixo de uma superfície, sugerindo uma acumulação em sistemas eólicos distintos,
- (b) superfícies rastreáveis em extensão regional,
- (c) ocorrência de feições exclusivas em determinadas superfícies,
- (d) superfícies que limitam completamente acumulações de *ergs* ou campos de dunas, ao contrário daquelas que recobrem acumulações de corpos isolados,
- (e) correlação de superfícies com eventos de extensão regional a exemplo de transgressões marinhas, e
- (f) superfícies horizontais e inclinadas truncadas devido a migração de dunas.

As mudanças que resultam no desenvolvimento de uma super-superfície podem ser geologicamente instantâneas, abrangendo o sistema eólico como um todo, ou progressivas. Logo, as super-superfícies podem ser isócronas ou transgressivas no tempo.

Os principais fatores que promovem a preservação de sistemas eólicos são: a subsidência da acumulação abaixo da linha de base de erosão regional, a incorporação da acumulação na zona saturada e a estabilização da superfície de acumulação eólica.

A subsidência pode ocorrer devido ao tectonismo, efeito de sobrecarga sedimentar ou compactação diferencial. A elevação do nível freático, devido a subsidência ou mudanças climáticas, possibilita a saturação total ou parcial da acumulação.

O potencial de preservação dos depósitos eólicos é acentuado quando a acumulação é estabilizada por um determinado fator (vegetação, desenvolvimento de um *reg*, etc.). Entretanto, se esta estiver posicionada acima da linha de base erosiva, seu potencial de preservação é inferior ao das acumulações que foram soterradas ou afogadas pelo nível freático. Quando não há preservação, desenvolve-se uma discordância.

Embora muitas super-superfícies representem discordâncias devido à ocorrência de um hiato no registro estratigráfico, algumas podem não seguir esta regra. Da mesma forma, nem todas as discordâncias que limitam as acumulações eólicas são super-superfícies. Sendo assim, é importante fazer distinção entre as superfícies discordantes relacionadas ao término da acumulação eólica e as que representam processos erosivos posteriores, decorrentes de soerguimentos tectônicos.

Dois importantes fatores parecem ter promovido a preservação do sistema eólico da Formação Água Grande: a subsidência da bacia e a mudança de um clima árido para um clima úmido. A combinação entre a geração do espaço de preservação, devido a subsidência, e a incorporação dos depósitos na zona saturada, no início da transgressão do Lago Tauá (elevação do nível freático), possibilitou a preservação da geometria do sistema eólico.

Capítulo 6

Conclusões

Com o avanço da informática e a consequente redução do tempo envolvido no processamento das informações, tornou-se conveniente utilizar e desenvolver métodos quantitativos que possam substituir as técnicas que envolvem trabalhos manuais, normalmente dispendiosos, em análises geológicas regionais. As técnicas geoestatísticas de estimativa e simulação possuem a vantagem de introduzir, em seu equacionamento, um modelo interpretado de acordo com o conhecimento prévio do fenômeno em análise. A interpretação da modelagem dos variogramas experimentais possibilita uma flexibilidade na decisão do modelo matemático representativo da variabilidade do fenômeno. A "tendência" definida pelo geólogo na elaboração manual de mapas e seções é, neste caso, substituída pelo modelo variográfico.

A análise geoestatística regional auxiliou de forma relevante na compreensão da distribuição e da geometria dos reservatórios fluviais e eólicos da Formação Água Grande. As principais conclusões obtidas através da integração da análise geológica e geoestatística foram as seguintes:

-Na área central da Bacia do Recôncavo, a Formação Água Grande é constituída, da base para o topo, por três unidades estratigráficas de extensão regional: sistema fluvial sinuoso, sistema fluvial entrelaçado e sistema eólico. Estas unidades possuem respostas características nos perfis de raio gama, de potencial espontâneo, de resistividade e de porosidade (densidade, sônico e neutrônico), possibilitando, na ausência de poços testemunhados, seu rastreamento regional.

-O contato inferior entre a Formação Água Grande e a Formação Itaparica é discordante, marcado por uma superfície erosional que limita a base do sistema fluvial sinuoso. Este sistema só não foi reconhecido nos campos de Buracica, Fazenda Santo Estevão, Fazenda Boa Esperança e na área a noroeste do campo de Araçás. O sistema fluvial entrelaçado e o sistema eólico só não foram reconhecidos no campo de Cassarongongo. Os sistemas fluviais apresentam fácies de retrabalhamentos eólico localizadas, que são mais frequentes nas porções sudeste e nordeste da área. O contato superior da formação é concordante. Os marcos estratigráficos do Membro Tauá acompanham a super-superfície que limita o sistema eólico.

- A análise variográfica experimental forneceu dados relevantes para a compreensão das distribuições, das orientações e das dimensões dos depósitos estudados.

- Os depósitos do sistema fluvial sinuoso (FL2) apresentam maior continuidade na direção $N15^{\circ}E \pm 15^{\circ}$, com comprimento médio de 7Km. Na direção ortogonal, $N75^{\circ}W \pm 15^{\circ}$, os depósitos são descontínuos e possuem largura média de 4Km. Nas porções central e sudeste da área, o mapa de isópacas de variabilidade regional indica sinuosidades do sistema fluvial FL2. A leste, este sistema apresenta um eixo deposicional bastante espesso, de direção aproximada N-S, controlado tectonicamente. A geometria desta unidade (base côncava e topo plano) e a superfície de erosão, definindo a sua base, caracterizam seus depósitos como de preenchimento de vales incisos.

-O sistema fluvial entrelaçado (FL1) apresenta geometria tabular, com corpos arenosos orientados na direção $N45^{\circ}W \pm 15^{\circ}$, de largura média em torno de 3Km e comprimentos variáveis. Por quase toda área este sistema apresenta espessura pouco variável, com os maiores valores ocorrendo a nordeste, no campo de Araçás. A mudança na orientação das isópacas deste sistema, em relação ao sistema fluvial sinuoso FL2, relaciona-se, possivelmente, à um basculamento da Bacia do Recôncavo para SE.

-O sistema eólico apresenta geometria mais complexa que os sistemas fluviais, caracterizando-se por corpos arenosos orientados na direção N70°E, que apresentam base plana e topo convexo. Através da análise quantitativa das espessuras (histogramas e variogramas da indicatriz) foi possível reconhecer dois agrupamentos: classes de menores espessuras (sem um padrão geométrico distinto) e classes de maiores espessuras (com padrão característico de dunas).

-A aplicação da análise de krigagem fatorial foi extremamente útil na confecção de mapas de diferentes escalas de variabilidade (regional e local). Os mapas regionais de isópacas de cada sistema deposicional apresentam padrões característicos e permitem prever a ocorrência de zonas com maiores espessuras. Os mapas de variabilidade local dos sistemas fluviais constituem evidências de retrabalhamento eólico local. A variabilidade local, representada pelo mapa do sistema eólico, está associada possivelmente a erosão local devida a fluxos aquosos (cursos fluviais efêmeros ou canalizações no início da transgressão do Lago Tauá).

-A krigagem da indicatriz foi utilizada para a obtenção de mapas de probabilidade para as espessuras do depósito eólico e permitiu identificar diferentes estruturas para os baixos e altos valores de espessuras.

Referências Bibliográficas

- BARROSO, A.S & RIVAS, A.J.P., 1984. **Arenitos Eólicos do Membro Água Grande Formação Itaparica . Bacia do Recôncavo - Bahia.** Salvador. PETROBRÁS. 11p. (Relatório Interno).
- BRUHN, C.H.L., 1990. **Reservatórios Profundos no Brasil: A Próxima Fronteira Exploratória?** Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 4(4), out./dez., p.349-385.
- CAIXETA, J.M; BUENO, G.V; MAGNAVITA, L.P & FEIJÓ,F.J., 1994. **Colunas Estratigráficas das Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá.** Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 8(1), jan./mar., p. 163-172.
- CAMPOS, J.A & PERRONI, R.B., 1990. **O Arenito Água Grande no Campo de Araçás: Controle da fácies Sedimentar na Produtividade do Reservatório.** Boletim Técnico Petrobrás, Rio de Janeiro, RJ, 4 (2), abr/jun, p.127-136.
- CASANOVA, B.E.D. & GUIMARÃES, J.R.R., 1986. **Projeto de Redução de Espaçamento-Arenito Água Grande, Bloco Sul, Campo de Buracica.** *in* Anais do 2º SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIOS, Rio de Janeiro, 1986, PETROBRÁS, p. 44-54.
- CHAVES, C.P.A. & PAZ, M.A.M., 1993. **Campo de Água Grande: Características das Rochas Reservatório da Formação Água Grande.** Salvador. PETROBRÁS. 3p. (Relatório Interno).
- CLEMMENSEN, L.B., 1988. **Aeolian Morphology Preserved by Lava Cover, the Precambrian Mussartut Member, Eriksfjord Formation, South Greenland.** *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, v.37, p.105-116.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COWAN, G., 1993. **Identification and Significance of Aeolian Deposits Within the Dominantly Fluvial Sherwood Sandstone Group of the East Irish Sea Basin UK.** in NORTH, C.P. & PROSSER, D.J. (eds.), 1993, *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, Geological Society Special Publication*, No 73, p. 231-245.
- DOVETON, J.H., 1994. **Geologic Log Analyses Using Computer Methods.** *Computers applications in Geology, AAPG*, v. 2, 169p..
- DURÃES, E.M., 1989. **Estudo do Reservatório Água Grande da Formação Itaparica no Campo de Rio Pojuca Bacia do Recôncavo- Brasil.** Tese de Mestrado, UFOP, Ouro Preto, MG, 141p..
- ENGLUND, E.J., 1990. **A Variance of Geostatisticians.** *Mathematical Geology*, v.22, No. 4, p.417-455.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; BRAGA, J.A.E.; ZABALAGA, J.C.; OLIVEIRA, J.J.; AGUIAR, G.A; SILVA, O.B.; MATO, L.F.; DANIEL, L.M.F; MAGNATIVA, L.P & BRUHN, C.H.L., 1994. **Recôncavo Basin: A Prolific Intracontinental Rift Basin.** in Landon, S.M. (ed.), 1994, *Interior Rift Basins, AAPG Memoir* 59, p.157-203.
- FRYBERGER, S.G., SHENK, C.J & KRYSTINIK, L.F., 1988. **Stokes Surfaces and The Effects of Near-Surface Groundwater Table on Eolian Deposition.** *Sedimentology*, v.35, p.21-41.
- GAGLIANONE, P.C.; TRINDADE, L.A.F. & DANIEL, L.M.F., 1985. **Avaliação Geoquímica Regional da Bacia do Recôncavo: Fase 2.** Rio de Janeiro. PETROBRÁS. 156p. (Relatório Interno).
- GALLI, A., 1984. **Factorial Kriging Analysis: A Substitute to Spectral Analyses of Magnetic Data.** in Verly G. et al. (eds.), 1984, *Geoestatics for Natural Resources Characterization*, v. 1, p. 543-557.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GLENNIE, K.W. & BULLER A.T., 1983. **The Permian Weissliegende of N.W. Europe: The Partial Deformation of Aeolian Dune Sands Caused by the Zechstein Transgression.** *Sedimentary Geology*, v. 35, p.43-81.
- GUERRA, P.A.G., 1988. **Geoestatística Operacional.** Ministério das Minas e Energia, DNPM, 145p..
- HERRIES, R.D., 1993. **Contrasting Styles of Fluvial-Aeolian Interaction at a Downwind Erg Margin: Jurassic Kayenta-Navajo Transition, Northeastern Arizona.** in NORTH, C.P. & PROSSER, D.J. (eds.), 1993, *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, Geological Society Special Publication, No 73*, p.247-264.
- ISATIS, 1994. **User's Guide, To Know More About ISATIS...Version 2.0,** Fontainebleau, França.
- JAQUET, O., 1989. **Factorial Kriging Analysys Applied to Geological Data from Petroleum Exploration.** *Mathematical Geology*, v.21, p.683-691.
- JOURNEL, A.G & HUIJBREGTS, C.J., 1978. **Mining Geostatistics.** Academic Press, London, 598p..
- JOURNEL, A.G., 1988. **Fundamentals of Geostatistics in Five Lessons. Volume 8 of short Course in Geology, Washington, D.C.: American Geophysical Union.**
- JOURNEL, A.G. & ALABERT, F., 1989. **Non-Gaussian Data Expansion in the Earth Science.** *Terra Nova*, v.1, p.123-134.
- KOCUREK, G., 1988. **First-Order and Super-Bounding Surfaces in Eolian Sequences-Bouding Surfaces Revised.** in KOCUREK, G. (ed.) 1988, *Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the United State* *Sedimentary Geology*, v.56, p.193-206.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- KOCUREK, G. & HAVHOLM, G.K., 1994. **Eolian Sequence Stratigraphy- A Conceptual Framework.** in WEIMER, P. & POSAMENTIER, W.H., (eds.) 1994, *Siliciclastic Sequence Stratigraphy- Recent Developments and Applications*. Tulsa, AAPG; p.393-409 (Memoir 58).
- MATHERON, G., 1982. **Pour une Analyse Krigeant de Donnés Régionalisées: Note interne, N-732, Centre de Géostatistique, Fontainebleau, França, 24p..**
- MATO, F.L., 1984. **Sedimentologia, Diagênese e Reservatórios do Membro Água Grande - Formação Itaparica, no Campo de Cassarongongo, Bacia do Recôncavo.** Salvador. PETROBRÁS. 25p. (Relatório Interno).
- MAYER, E., 1972. **Sedimentologia e Ambiente Depositional do Arenito Água Grande.** Salvador. PETROBRÁS. 72p. (Relatório Interno).
- MEADOWS, N.S. & BEACH, A., 1993. **Structural and Climatic Controls on Facies Distribution in a Mixed Fluvial and Aeolian Reservoir: The Triassic Sherwood Sandstone in The Irish Sea.** in NORTH, C.P. & PROSSER, D.J. (eds.), 1993, *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, Geological Society Special Publication, No 73, p.247-264.*
- MIALL, A.D., 1992. **Alluvial Deposits.** in Walker, R.G. & James, N.P.(eds.), 1992, *Facies Models: Responce to Sea Level Change., Geological Association of Canada, p.119-142.*
- NETTO, A.S.T. , 1974. **Petroleum and Reservoir Potentialities of the Água Grande Member (cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil.** Master's Thesis, University of Texas, Austin, 148p..
- PANTOJA, J.L., 1980. **Distribuição do Arenito Água Grande nas Áreas de Biriba e Sussuarana-Bacia do Recôncavo.** Rio de Janeiro. PETROBRÁS. 14p. (Relatório Interno).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- PONTE, F.C., 1971. **Evolução Paleogeográfica do Brasil Oriental e da África Ocidental**. Salvador. PETROBRÁS. 145p. (Relatório Interno).
- RIDER, M.H., 1990. **Gamma-ray Log Shape Used as a Facies Indicator: Critical Analysis of an Oversimplified Methodology** . *in* Hurst, A; Lovell, M.A & Morton, A.C., 1990, *Geological Applications of Wireline logs*, Geological Society of London, p.27-37.
- SANDJIV, L., 1984. **The Factorial Kriging Analysis of Regionalized Data. Its Application to Geochemical Prospecting**. *in* Verly G. *et al.* (eds.), 1984, *Geoestatics for Natural Resoucers Characterization*, v. 1, p. 559-571.
- SILVA, O.B., 1978. **Estudo do Membro Água Grande da Formação Itaparica**. Salvador. PETROBRÁS. 27p. (Relatório Interno).
- SOARES, P.C. & BAGGIO, S.B., 1994. **Formação Botucatu: Geometria, Fácies Elétricas e Indicadores Paleotectônicos**. *in* Anais do 38º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário Camboriú -SC, 1994. , SBG. v.1, p.96-97.
- YOUNG, W.M., 1958. **Stratigraphic Relationship of the Candeias Formation with the Itaparica Formation**. Salvador. PETROBRÁS. 1p. (Relatório Interno).

Apêndice 1

Conceitos básicos de estatística/geoestatística importantes à compreensão das técnicas utilizadas neste trabalho.

Função Aleatória (FA)

Matematicamente, uma FA pode ser vista como uma função $Z(\mathbf{x})$ que assume um valor "z" de um atributo físico em cada ponto " \mathbf{x} " do espaço 3D. Para fenômenos geológicos analisados esta função normalmente é bastante irregular.

Variável Aleatória (VA)

É uma variável que pode assumir um certo conjunto de valores numéricos de acordo com uma certa lei de probabilidade (sem levar em conta a posição espacial \mathbf{x}).

Variável Regionalizada (VR)

É uma extensão do conceito de VA para FA Assim a VR é uma variável aleatória cujo valor é associado a uma posição " \mathbf{x} " no espaço.

Momento de 1ª ordem - Esperança Matemática

$$E\{Z(\mathbf{x})\} = m(\mathbf{x}) = \text{média de "z(x)"}$$

Momentos de 2ª ordem

(i) Variância (*a priori*) = $\text{VAR} \{Z(\mathbf{x})\} = E\{[z(\mathbf{x}) - m(\mathbf{x})]^2\}$

(ii) Covariância $C(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2) = E\{[Z(\mathbf{x}_1) - m_1(\mathbf{x})][Z(\mathbf{x}_2) - m_2(\mathbf{x})]\}$

(iii) Variograma $2\gamma(h) = E\{[Z(\mathbf{x}+\mathbf{h}) - Z(\mathbf{x})]^2\}$.

Estacionaridade (*sensu-strictu*) 1ª ordem

A lei espacial da FA é invariante sob translação.

Estacionaridade de 2ª de ordem

- (i) A esperança matemática $E\{Z(\mathbf{x})\}$ existe e é constante para qualquer " \mathbf{x} ".
- (ii) Para cada par $Z(\mathbf{x}), Z(\mathbf{x}+\mathbf{h})$, a covariância existe e é função de " \mathbf{h} " (separação entre os pontos).

A estacionaridade da covariância implica a estacionaridade da variância e do variograma. A covariância e o variograma são duas ferramentas equivalentes para a caracterização da variabilidade de $Z(\mathbf{x})$ em função de " \mathbf{h} ".

Algumas FA podem representar fenômenos com uma capacidade infinita de dispersão (não há variância *a priori* ou covariância), para os quais pode ser definido um variograma. Neste caso a hipótese de estacionaridade de 2ª ordem pode ser simplificada na hipótese intrínseca:

- (i) $E\{z(\mathbf{x})\} = m$, a esperança existe e independe de " \mathbf{x} ".
- (ii) Para todos os vetores " \mathbf{h} " o incremento $[Z(\mathbf{x}+\mathbf{h}) - Z(\mathbf{x})]$ tem uma variância finita que não depende de " \mathbf{x} ".

Quasi-estacionaridade.

Esta hipótese está relacionada à escala de homogeneidade do fenômeno e à quantidade de dados disponível. Até um determinado alcance espacial pode-se considerar a esperança e a covariância como estacionárias, possibilitando que sejam feitas inferências estatísticas. Acima de um determinado limite a FA pode apresentar variações contínuas e sistemáticas caracterizando um comportamento não-estacionário.