UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS
DEPARTAMENTO DE GEOTECNIA

ESTUDO DO COMPORTAMENTO ESPACIAL DE VARIÁ
VEIS GEOLÓGICAS E HIDROGEOLÓGICAS DA ÁREA
URBANA DE RIBEIRÃO PRETO - SP.

José Ricardo Sturaro

Orientador: Dr. Paulo Milton Barbosa

Landim

DEDALUS - Acervo - EESC

31100017399

Dissertação apresentada à Escola
de Engenharia de São Carlos da
Universidade de São Paulo, como
parte dos requisitos para a ob-
tenção do Título de Mestre em
Geotecnia.

São Carlos

1988

AGRADECIMENTOS

O autor manifesta seus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que contribuíram, de diferentes formas, para a elaboração deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim, que me encaminhou na aplicação de métodos quantitativos em Geologia, pela orientação e apoio.

À amiga Paulina Setti Riedel pelo estímulo e companheirismo, além da dedicação na revisão do texto.

Aos integrantes do Laboratório de Geomatemática do curso de Geologia - UNESP - Campus de Rio Claro, de hoje e do passado, especialmente à Marisa Motta que iniciou os programas de Geoestatística.

Ao Prof. Dr. Osmar Sinelli pelas valiosas discussões a respeito dos aspectos geológicos e hidrogeológicos da área estudada.

Aos colegas José Laércio Sanches e Saulo de Tarso Ferreira, geólogos integrantes respectivamente do DAEE e DAERP, pelo auxílio na coleta de dados e informações técnicas prestadas.

Ao desenhista José Carlos Laendll pela competência e eficácia na realização dos desenhos.

A Marina Massa Calligaris Beozzo pela dedicação na edição do texto no microcomputador.

A FAPESP - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pela bolsa de mestrado inicialmente concedida.

RESUMO

Aplicou-se, neste trabalho, a Geoestatística subsidiada por métodos da Estatística Clássica, objetivando o entendimento da variabilidade espacial e subsequente cartografia das seguintes variáveis: topo da Formação Botucatu, espessura da Formação Serra Geral, nível piezométrico e vazão específica, localizados na área urbana de Ribeirão Preto - SP. Foi feita a avaliação do tipo da distribuição, grau de relação e da tendência espacial preliminar das variáveis. Em seguida empregou-se a análise geoestatística para caracterização e modelamento da continuidade espacial, que possibilitou a construção de modelos matemáticos, usados no processo de estimação. A representação em duas dimensões da variabilidade ou continuidade espacial consistiu em mapas com curvas de isovalores das variáveis analisadas.

SUMARIO

	<u>PAG</u>
<u>LISTA DE FIGURAS</u>	iii
<u>CAPITULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
<u>CAPITULO 2 - CONSIDERAÇÕES GERAIS</u>	4
2.1 - Localização da área.....	4
2.2 - Aspectos climáticos.....	4
2.3 - Aspectos geológicos.....	6
2.3.1 - Introdução.....	6
2.3.2 - Unidades estratigráficas.....	7
2.3.2.1 - Grupo Tubarão.....	7
2.3.2.2 - Grupo Passa Dois.....	8
2.3.2.3 - Grupo São Bento.....	8
2.3.3 - Aspectos estruturais.....	15
<u>CAPITULO 3 - METODOLOGIA</u>	17
3.1 - Coleta de dados.....	17
3.2 - Banco de dados.....	17
3.3 - Aspectos metodológicos da análise quantitativa....	20
3.4 - Análise estatística dos dados.....	23
3.4.1 - Distribuição de frequências e modelos.....	24
3.4.2 - Análise de correlação.....	29
3.4.3 - Análise da tendência espacial.....	32
3.5 - Análise geoestatística.....	38
3.5.1 - Variáveis regionalizadas.....	40
3.5.2 - Função semivariograma.....	43
3.5.3 - Modelos variográficos.....	46

3.5.4 - Características estruturais dos semivariogramas.	52
3.5.5 - Método geoestatístico de estimação.....	56
3.5.5.1 - Variância de estimação.....	57
3.5.5.2 - Estimação linear - krigagem.....	63
<u>CAPITULO 4 - DISCUSSAO DOS RESULTADOS</u>	70
4.1 - Análise estatística básica.....	70
4.2 - Análise de correlação.....	77
4.3 - Análise de superfícies de tendência.....	84
4.4 - Análise geoestatística.....	91
4.4.1 - Análise de variabilidade.....	91
4.4.2 - Estimação - krigagem pontual.....	103
<u>CAPITULO 5 - CONCLUSÃO</u>	114
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	117
APENDICE 1 - Programas em HPL para confecção de semivariograma (geral) e krigagem pontual (modelo isotrópico).	

LISTA DE FIGURAS

<u>FIGURA</u>	<u>PAG</u>
2.1 - Mapa de localização da área de estudo.....	5
2.2 - Mapa geológico da área de estudo.....	10
2.3 - Perfis geológicos da área de estudo.....	14
3.1 - Mapa de distribuição dos pontos (poços) de coleta dos dados.....	19
3.2 - Fluxograma das etapas das análises estatísticas e geoestatísticas.....	21
3.3 - Curva de distribuição normal e áreas sob a curva (a) ; curva lognormal (b).....	25
3.4 - Diagramas de dispersão com os coeficientes de correlação.....	32
3.5 - Representação em duas dimensões e em perspectiva de superfícies de tendência de graus 1, 2 e 3....	35
3.6 - Representação em duas dimensões do ajuste de superfícies de tendência.....	36
3.7 - Relação entre o semivariograma e a covariância sob a condição de estacionaridade de segunda ordem.....	46
3.8 - Semivariogramas com patamares.....	48
3.9 - Modelo de semivariograma aleatório.....	50
3.10 - Modelos lineares em h^e	51
3.11 - Propriedades estruturais dos variogramas.....	54
3.12 - Semivariograma representativo de um fenômeno de transição.....	55

FIGURAPAG

4.1	- Distribuição de freqüência das cotas de topo da Formação Botucatu.....	71
4.2	- Perfil médio na direção W-E da área, com as cotas do topo da Formação Botucatu rebatidas.....	71
4.3	- Distribuição de freqüência dos valores de espessura da Formação Serra Geral.....	72
4.4	- Perfil médio representativo das espessuras da Formação Serra Geral de todas as amostras da área na direção W-E.....	73
4.5	- Distribuição de freqüência do nível piezométrico e estatística básica.....	74
4.6	- Comportamento geral de todos os níveis piezométricos na área, rebatidos num perfil médio com direção W-E.....	75
4.7a	- Distribuição de freqüência dos valores originais de vazão específica	76
4.7b	- Distribuição dos valores de vazão específica logaritmizados.....	76
4.8	- Perfil médio com os valores de vazão específica rebatidos na direção W-E.....	77
4.9	- Diagrama de dispersão entre as cotas do topo da Formação Botucatu e a espessura da Formação Serra Geral.....	78
4.10	- Diagrama da dispersão entre as cotas do topo da Formação Botucatu e os níveis piezométricos.....	79

4.11 - Diagrama de dispersão entre as cotas do topo da Formação Botucatu e as vazões específicas.....	80
4.12 - Diagrama de dispersão entre as espessuras da Formação Serra Geral e as cotas dos níveis piezométricos.....	81
4.13 - Diagrama de dispersão entre as espessuras da Formação Serra Geral e as vazões específicas.....	82
4.14 - Diagrama de dispersão entre as cotas dos níveis piezométricos e as vazões específicas.....	83
4.15 - Mapas de superfície de tendência de grau 2 e de resíduos - topo da Formação Botucatu.....	86
4.16 - Mapas de superfície de tendência de grau 3 e de resíduos - espessura da Formação Serra Geral.....	87
4.17 - Mapas de superfície de tendência de grau 2 e de resíduos - nível piezométrico.....	89
4.18 - Mapas de superfície de tendência de grau 3 e de resíduos - vazão específica.....	90
4.19 - Semivariogramas da variável "espessura da Formação Serra Geral" (área: Ribeirão Preto - SP).....	94
4.20 - Semivariogramas da variável "topo da Formação Botucatu" (área: Ribeirão Preto - SP).....	96
4.21 - Semivariogramas da variável "nível piezométrico" (área: Ribeirão Preto - SP).....	99
4.22 - Modelo variográfico ajustado para o nível piezométrico (área: Ribeirão Preto - SP).....	99

4.23 - Semivariogramas para a variável "vazão específica" (área: Ribeirão Preto - SP).....	102
4.24 - Mapa de isovalores, elaborado pela krigagem pon- tual para o topo da Formação Botucatu.....	106
4.25 - Correlação entre os dados observados do topo da Formação Botucatu com os estimados para 18 poços usados como teste.....	106
4.26 - Mapa de isovalores para os intervalos de confian- ça dos erros de krigagem associados aos valores estimados do topo da Formação Botucatu (95 % de confiabilidade).....	107
4.27 - Distribuição de freqüência dos desvios padrão da krigagem do topo da Formação Botucatu.....	107
4.28 - Mapa de isovalores elaborado pela krigagem pon- tual para a espessura da Formação Serra Geral....	109
4.29 - Correlação entre os dados observados da espessura da Formação Serra Geral com os estimados para 18 poços usados como teste.....	109
4.30 - Mapa de isovalores para os intervalos de confian- ça dos erros da krigagem associados aos valores estimados da espessura da Formação Serra Geral (95 % de confiabilidade).....	110
4.31 - Distribuição de freqüência dos desvios padrão da krigagem da espessura da Formação Serra Geral....	110
4.32 - Mapa de isovalores elaborado pela krigagem pon- tual para o nível piezométrico.....	112

FIGURA

PAG

- 4.33 - Correlação entre os dados observados do nível piezométrico com os estimados, para 18 poços como teste..... 112
- 4.34 - Mapa de isovalores para os intervalos de confiança dos erros da krigagem associados aos valores estimados do nível piezométrico (95 % de confiabilidade)..... 113
- 4.35 - Distribuição de frequência dos desvios padrão da krigagem do nível piezométrico..... 113

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

A aplicação de modelos matemáticos, representativos do comportamento espacial de variáveis originadas de um fenômeno natural, constitui-se um esforço pertinente a muitos cientistas das áreas de Geociências. Os motivos que conduzem a esta busca são diversos, destacando-se entre eles a necessidade de se efetuar previsões quantitativas de uma variável, bem como, a simulação de determinadas condições que auxiliem e otimizem a execução de projetos.

Os modelos matemáticos envolvem variáveis e constantes e são considerados determinísticos ou estatísticos, de acordo com o uso de uma componente casual na equação ou no sistema de equações que representam o comportamento da variável em análise (Agterberg, 1974).

Estes modelos não são necessariamente exclusivos e podem estar associados, como na análise de superfícies de tendência que emprega funções polinomiais de caráter determinístico, baseadas em conceitos estatísticos, para representar a variável com distribuição em área.

Contudo, uma lacuna sempre presente nestes métodos, que os deixam mais propensos a serem uma abstração matemática, está em não considerarem uma das mais importantes propriedades das variáveis originadas de fenômenos naturais, que consiste na sua continuidade

espacial.

Desta forma, a Teoria das Variáveis Regionalizadas, também denominada de Geoestatística, foi desenvolvida com base na descrição, modelamento e no uso da continuidade espacial (Isaaks e Srivastava, 1988). Segundo esta teoria, as variáveis que representam um fenômeno regionalizado possuem uma variação casual no espaço, porém à medida que se aproximam, nota-se a existência de um tipo de correlação que reflete a estrutura do fenômeno regionalizado.

Uma característica importante dos métodos geoestatísticos é o cálculo dos erros associados aos valores estimados, que possibilitam avaliar a representatividade do modelo usado na estimação e também da malha de amostragem.

A Geoestatística pode ser utilizada em todas as áreas das Geociências, cujas variáveis ou parâmetros sejam decorrentes de um fenômeno regionalizado, por exemplo, a permeabilidade que um maciço rochoso possui num determinado local está diretamente associada ao seu grau de fraturamento, que por sua vez é reflexo de um fenômeno regionalizante de natureza geológica ocorrido na região.

Neste trabalho, o objetivo foi demonstrar a aplicação da Geoestatística, apoiada por técnicas da Estatística clássica ou Geomatemática, utilizada para o entendimento e cartografia da variabilidade espacial de quatro (4) variáveis de natureza geológica e hidrogeológica situadas na área urbana de Ribeirão Preto, Estado de São Paulo.

Para representar apropriadamente a continuidade ou a variabilidade espacial em duas dimensões, utilizou-se mapas com curvas de isovalores da variável analisada, bem como os de seus respectivos erros de estimação associados.

CAPITULO 2

CONSIDERAÇÕES GERAIS

2.1. LOCALIZAÇÃO DA AREA

A área estudada faz parte do sítio urbano de Ribeirão Preto (SP) e situa-se na região NNE do Estado de São Paulo. Está compreendida pelas coordenadas $21^{\circ} 07'$ ($7661,35$ kmS-UTM) e $21^{\circ} 14'$ (7648 kmS-UTM) de latitude sul e $47^{\circ} 45'$ (214 kmW-UTM) e $47^{\circ} 52'$ (202 kmW-UTM) de longitude oeste, totalizando uma área de $179,77 \text{ km}^2$.

Através da Fig. 2.1, pode-se observar as principais vias de acesso na região e sua posição em relação ao Estado de São Paulo.

2.2. ASPECTOS CLIMATICOS

O clima da região de Ribeirão Preto é classificado como do tipo Aw, segundo a escala de Koppen (Gonçalves, 1978), definido como tropical úmido com duas estações bem marcadas: o verão quente e chuvoso, onde as temperaturas são superiores a 23°C e a precipitação do mês mais quente superior a 250 mm ; o inverno, seco e ameno, com temperaturas acima de 18°C e precipitação do mês mais frio inferior a 30 mm . O índice pluviométrico anual da região encontra-se na faixa de 1100 a 1400 mm .

Fig. 2.1 - Mapa de localização da área de estudo.

2.3. ASPECTOS GEOLOGICOS

2.3.1. INTRODUÇÃO

A região de estudo situa-se na margem nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná, uma unidade geotectônica estabelecida sobre a Plataforma Sul-Americana, a partir do Devoniano Superior. A subsidência desta bacia propiciou a acumulação de grande espessura de sedimentos, lavas basálticas e sills de diabásio associados (Almeida et alii, 1981).

As formações litológicas da região de Ribeirão Preto podem ser representadas pela sequência estratigráfica assim disposta:

Será dada mais ênfase para o Grupo São Bento, cujas formações estão diretamente envolvidas nas origens das variáveis submetidas à análise neste trabalho.

Deve-se destacar os trabalhos de Sinelli (1971 a, 1971 b); Soares et alii (1973); Soares e Landim (1973); Seignemartin (1979); Sinelli et alii (1980) e Davino et alii (1982), que tratam mais detalhadamente do estudo das unidades estratigráficas e elementos estruturais, do planejamento urbano, assim como das rochas intrusivas da região.

2.3.2. UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

2.3.2.1. GRUPO TUBARÃO

Encontra-se representado na região essencialmente pela Formação Aquidauana, com espessuras de até 300 m e idade compreendida entre o Carbonífero Superior e o Permiano Inferior. Esta formação constitui-se predominantemente de arenitos e siltitos de tonalidades avermelhadas. Ocorrem também folhelhos vermelhos ou esverdeados, conglomerados, diamictitos e ritmitos. As estruturas sedimentares existentes são as estratificações cruzadas de pequeno a médio porte e o acamamento plano-paralelo. Os corpos de diamictitos são de pouca espessura, atingindo no máximo 30 m, contendo matacões em pequena proporção (Soares et alii, 1973).

A Formação Tatuí, de idade Permiana, com

espessura máxima de 70 m, acha-se representada somente pelo membro inferior, conforme a divisão de Soares (1972), constituído por siltitos de cor marrom arroxeada, às vezes brancos, finamente laminados. Localmente ocorrem arenitos finos com estratificação plano-paralela e delgadas camadas calcárias de cor cinzenta arroxeada e silex.

2.3.2.2. GRUPO PASSA DOIS

A Formação Corumbataí, de idade Permiana, com pouca expressão em área e exposições que ultrapassam 80 m, acha-se representada por pacotes de arenitos, siltitos e folhelhos róseos e arroxeados intercalados. Os arenitos apresentam granulação fina à média, com pouca matriz silto-argilosa de coloração predominantemente esbranquiçada, e estratificação plano-paralela com espessura máxima de 20 m. Ocorrem também siltitos maciços, localmente laminados, com intercalações de folhelhos (Soares et alii, 1973).

Não há informações de afloramentos da Formação Irati na região.

2.3.2.3. GRUPO SÃO BENTO

* Formação Pirambóia (TR e J)

De grande expressão no Centro Leste de São Paulo, a Formação Pirambóia encontra-se com poucas exposições na região de Ribeirão Preto.

Podem ser separadas duas unidades dentro da formação, que foram denominadas, informalmente, de membro inferior e membro superior, com diferenças sutis nas características texturais e estruturais (Soares, 1973b).

O membro inferior, mais argiloso, possui estratificações cruzadas de pequeno porte e estratificações plano-paralelas (fácies de transbordamento). O membro superior caracteriza-se por bancos de arenitos, com pouca matriz e estratificações cruzadas de pequeno e grande porte (fácies de canal), sucedidos por bancos de arenitos lamíticos e argililos arenosos, com estratificação plano-paralela.

* Formação Botucatu (J e K)

Aflorante na parte leste da área em estudo (Fig. 2.2), a Formação Botucatu constitui-se maciçamente de sedimentos eólicos. Litologicamente é formada por arenitos com seleção de regular a boa, na classe modal dominante de areia fina, com pouca matriz e estratificação cruzada de porte médio a grande, tangencial na base, caracterizando o fácies dunar (Fúlfaro et alii, 1980).

Na parte basal da formação ocorrem frações mais grosseiras, características de depósitos torrenciais (fácies torrencial). Na parte superior ocorrem localmente arenitos lamíticos, representando o fácies lacustre (Soares, 1973b).

Existem evidências de que a Formação Botucatu seja contemporânea à Formação Serra Geral, com a ocorrência

LEGENDA

0 1 2 3 km
ESCALA

- FORMAÇÃO SERRA GERAL
- FORMAÇÃO BOTUCATU
- FALHAS INFERIDAS
- CONTATO DEFINIDO
- ESTRADAS

Fig. 2.2 - Mapa geológico da área de estudo (Adaptado do Convênio DAERP - FFCLRP/USP, 1978).

de material vulcânico (bombas de basalto vesicular, cinzas e lâpillis) intercalado no arenito eólico, além de diques de arenito nos magmatitos básicos (Almeida et alii, 1981). Desta forma, a sedimentação eólica prosseguiu durante o vulcanismo, formando depósitos intertrapianos, até que a área fonte das areias ou as dunas fossem recobertas pelos magmatitos.

A espessura da Formação Botucatu é muito variável na faixa de afloramentos do Estado de São Paulo e apresenta-se com espessura média de 70 m na área deste trabalho. Há de se considerar a possibilidade de muitos corpos de magmatitos básicos recobertos ou não por arenitos, não serem basaltos, mas diabásios, que seriam corpos intrusivos na Formação Botucatu. Esta gênese possui relevante importância para a prospecção de água subterrânea. porém, existem muitas dificuldades para se estabelecer a origem e, conseqüentemente, a estruturação espacial destes magmatitos e suas relações estratigráficas.

Considera-se neste trabalho, como o topo da Formação Botucatu, a profundidade em que um poço, após atravessar os magmatitos básicos, atinge uma certa possança de arenito, normalmente não inferior a 10 m, permitindo uma vazão considerável de água. Isto, entretanto, pode ser indicativo somente de um arenito " intertrapiano " ou arenito sobreposto a um sill, o que requereria a continuidade da perfuração para uma melhor definição das relações de contato do topo e base da Formação Botucatu.

* Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral ocupa cerca de 70%, em superfície, da área estudada (Fig.2.2), adelgaçando-se para leste e chegando inclusive a desaparecer (Fig.2.3a). Constitui-se principalmente de basaltos toleíticos, formados por derrames em extenso vulcanismo de fissura e inclui pequenos corpos de arenitos intercalados (Fúlfaro et alii, 1980).

Os magmatitos apresentam textura afanítica à fanerítica, coloração cinza escura à negra, amígdalas na base e no topo em unidades definidas como derrames, assim como fraturamento vertical e horizontal (Leinz et alii, 1966).

A espessura média da Formação Serra Geral é de cerca de 70 m na região, diminuindo para leste. As maiores espessuras desta formação estão situadas na região mais central da Bacia do Paraná, onde pode ser constatada espessura com mais de 1750 m, como no poço para exploração de petróleo, 2-CB-1-SP, perfurado em Cuiabá Paulista (SP) (Viott et alii, 1981).

O grande problema para a estratigrafia destas rochas é a identificação dos corpos formados por extrusão de lavas e aqueles formados por intrusão. As implicações estratigráficas de basaltos e diabásios são, pois, de difícil esclarecimento (Soares, 1973b).

As dificuldades existem para os corpos magmáticos que se encontram alojados nas formações Botucatu

e Pirambóia, pois não ocorrem derrames anteriores ao Grupo São Bento, de forma que todos os magmatitos alojados em rochas paleozóicas são considerados sills.

Davino et alii (1982) admitem, baseados nos resultados de sondagens geofísicas e de levantamentos de campo, que na região de Ribeirão Preto encontram-se exclusivamente os corpos intrusivos, sendo raros ou praticamente ausentes os basaltos. O baixo nível topográfico desta região, relativamente às áreas vizinhas, também confirma a hipótese de se tratarem de diabásios, uma vez que os basaltos deveriam se localizar em níveis acima dos 900 metros.

A existência de diabásios introduzidos nos arenitos comprometem a produção do aquífero Botucatu-Pirambóia. Muitos poços, abertos a pequenas distâncias de outros bastante produtivos (com 80/90 metros de rochas básicas e mais de 100 metros de arenito) revelam-se improdutivos ou secos, pois atingem profundidades de até 300 metros de rochas básicas sem alcançarem os arenitos. Tal fato leva a uma provável redução de 30 a 50 % nas reservas de água existentes neste aquífero, na região de Ribeirão Preto (Davino et alii, 1982).

Uma ilustração parcial e de caráter interpretativo do comportamento da Formação Serra Geral, bem como de suas relações de contato com a Formação Botucatu pode ser visto nos perfis das figuras 2.3a e 2.3b.

LEGENDA

	FORMAÇÃO SERRA GERAL
	FORMAÇÃO BOTUCATU
	FALHA DEFINIDA
	FALHA INFERIDA

Fig. 2.3 - Perfis geológicos da área de estudo. a: Direção E-W (perfil AB); b: Direção NW-SE (perfil EF).

2.3.3. ASPECTOS ESTRUTURAIS

Segundo Muratov (1972, apud Almeida et alii, 1981), a partir do Jurássico, processos tectônicos como falhamentos e fraturamentos de distensão deram vazão a grandes volumes de magma basáltico, que originaram os espessos derrames e inúmeros diques e sills.

A configuração da Bacia do Paraná foi condicionada, no decorrer de sua evolução, por grandes estruturas do embasamento, de atuação variável quanto à extensão e intensidade. Estas estruturas dispõem-se marginalmente à bacia ou são transversais às suas bordas, influenciando em processos sedimentares e estruturais atuantes durante sua história.

Duas direções predominantes, NNE-NE e NW, determinam a orientação das estruturas de maior ordem, que refletem feições muito antigas do embasamento.

As estruturas maiores geraram estruturas tectônicas locais que, segundo Soares (1973a e 1973b), são basicamente as falhas isoladas, os sistemas lineares de falhas e flexuras, frequentemente associadas.

Segundo Soares (1973a), a estrutura da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, comporta uma divisão em três compartimentos, cada um com características de homoclinal. Na bacia hidrográfica do Rio do Pardo, onde localiza-se a área de estudo, dominam os mergulhos para W.

A área de Ribeirão Preto encontra-se rebaixada estruturalmente, fato perceptível no contato das

formações Serra Geral e Botucatu e pela profundidade da base da Formação Pirambóia abaixo de 300 m. Esta depressão, reconhecida por Sinelli (1971a) tem grande importância na recarga de água subterrânea na região.

CAPITULO 3

METODOLOGIA

3.1. COLETA DOS DADOS

As informações de superfície e subsuperfície, de natureza geológica e hidrogeológica, foram obtidas basicamente a partir de 258 poços de exploração de água subterrânea na região. As fontes de coletas de dados foram:

- Departamento de Água e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE) - Catálogo de poços.
- Convênio DAERP - FFCLRP / USP: Estudo de Águas Subterrâneas e Superficiais da Região de Ribeirão Preto - SP.
- Departamento de Água e Esgoto de Ribeirão Preto - DAERP.

3.2. BANCO DE DADOS

Foi elaborado um banco de dados para o adequado manuseio das informações básicas necessárias à execução deste trabalho. As informações obtidas dos poços foram armazenadas em disquetes, para serem processadas no microcomputador da Hewlett Packard, modelo 9895 T com 62 kbytes de memória interna, acoplado à impressora matricial, ao ploter com a área tamanho A4 e à unidade de discos com

dois drives.

A gravação dos dados foi feita no modo de acesso direto e sequencial. A forma direta permite uma versatilidade na obtenção dos dados isolados, sendo muito útil na elaboração de perfis geológicos a partir somente dos poços escolhidos. O modo sequencial grava os dados na forma matricial, que foi muito utilizada nas análises estatísticas e geoestatísticas efetuadas neste trabalho, além de ocupar um espaço físico menor no disquete.

As informações que constituíram o banco de dados básico foram:

- Número de ordem do poço (catálogo do DAAE)
- Coordenadas da localização do poço em UTM
- Cota da boca do poço (m)
- Profundidade do topo da Formação Botucatu (m)
- Profundidade do nível estático (m)
- Profundidade do nível dinâmico (m)
- Vazão total (m^3/h)

As variáveis de natureza hidrogeológica foram coletadas, na maioria dos casos, durante o cadastramento dos poços na região, efetuado no período de 1972 a 1983, pelo Departamento de Água e Energia Elétrica de São Paulo, setor de Ribeirão Preto.

O mapa da Fig. 3.1, mostra a localização e distribuição dos poços no sítio urbano da cidade de Ribeirão Preto (SP). Nota-se que a maior concentração dos poços

encontra-se no centro do município.

Fig. 3.1 - Mapa de distribuição dos pontos (poços) de coleta de dados.

A partir das informações básicas, foram extraídas as variáveis que efetivamente foram processadas e analisadas neste trabalho, quais sejam:

- Espessura da Formação Serra Geral (m):
Obtida diretamente dos perfis litológicos dos poços de exploração de água subterrânea.
- Topo da Formação Botucatu (m): Obtida através da diferença entre a cota da boca do poço e a profundidade do topo da Formação Botucatu.
- Nível piezométrico (m): Constitui-se na elevação da superfície d'água (Castany, 1963), obtido através da diferença entre a cota da boca do poço e a profundidade do nível estático.
- Vazão específica⁽¹⁾ (m³/h.m): Corresponde à razão entre a vazão total e o rebaixamento do poço (diferença entre o nível estático e o nível dinâmico).

3.3. ASPECTOS METODOLOGICOS DA ANALISE QUANTITATIVA

Neste trabalho, a seqüência de análise quantitativa empregada pode ser separada em duas etapas distintas, esquematizadas em diagrama de blocos da Fig. 3.2, cujos principais aspectos serão expostos a seguir.

(1) Vazão específica = capacidade específica (hidrogeologia)

Fig. 3.2 - Fluxograma das etapas das análises estatísticas e geoestatísticas.

ETAPA A - Análise básica dos dados

Considera-se, neste trabalho, como avaliação básica dos dados, o emprego de técnicas da estatística descritiva que permitem caracterizar as variáveis com os seguintes objetivos:

- Inferir a respeito do provável modelo de distribuição de probabilidades para cada variável.
- Analisar o tipo e o grau de relação entre as variáveis.
- Obter uma avaliação preliminar do comportamento espacial de cada variável através da análise de tendência.

ETAPA B - Análise da variabilidade espacial e estimação.

Estabelecida a análise básica, a próxima etapa consiste em caracterizar detalhadamente, através da Geoestatística, com o uso dos variogramas, as variações espaciais de cada variável. Após este procedimento, define-se um caminho para estimação de valores da variável, que, de acordo com a estruturação espacial, pode-se empregar um método geoestatístico de estimação (krigagem), ou, outras formas de estimação. Este procedimento gerará a malha básica ("grid"), utilizada na construção dos mapas de isovalores.

Durante a execução deste trabalho, foram elaboradas diversas subrotinas na linguagem de programação HPL (Hight Programming Language), semelhante ao BASIC, utilizada no microcomputador Hewlett Packard, 9895-T. Estas subrotinas, de caráter preliminar, foram utilizadas em várias passagens deste trabalho e, para efeito de ilustração, foram listadas as subrotinas básicas da Geoestatística, que são os programas de confecção dos variogramas, a partir de uma malha com disposição irregular dos dados e da krigagem pontual simples, usados na estimação de valores, que constam no Apêndice.

As subrotinas foram desenvolvidas pelo autor com o apoio dos estagiários do Laboratório de Geomatemática do Curso de Geologia da UNESP - Campus de Rio Claro, sob a coordenação do Prof. Paulo M. B. Landim.

3.4. ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS

Antes de qualquer tratamento estatístico ou geoestatístico, é necessário se conhecer as características da população, representada pela variável a ser analisada. Posteriormente, outros métodos da estatística univariante ou multivariante, podem ser requisitados para auxiliar no entendimento da variável, de acordo com os objetivos a serem perseguidos.

Neste trabalho, além da caracterização das populações, foram utilizadas as análises de correlação e de

tendência, visando a compreensão da variação espacial das variáveis. Estes métodos foram baseados nos textos básicos de estatística ou matemática aplicados à Geologia, com destaque para Kock e Link (1971), Davis (1973), Agterberg (1974) e Landim (1979 e 1988).

3.4.1. DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIAS E MODELOS

A representação gráfica das distribuições de frequência amostral permite avaliar um modelo teórico provável da distribuição, calcular os valores de tendência central e dispersão, caracterizar algum tipo de zoneamento e identificar a presença de valores anômalos.

O intervalo das classes de frequência foi calculado segundo o critério de Sturges, cuja fórmula é:

$$IC = (X_{\max} - X_{\min}) / (1 + 3,22 \ln N)$$

onde: IC é o intervalo da classe.

$X_{\max}$, $X_{\min}$ são os valores máximo e mínimo da variável X.

N é o número de dados.

Os modelos teóricos mais comuns de distribuição de probabilidades são:

* Distribuição Normal

Sua função de densidade de probabilidades é dada pela expressão:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-(x-\mu)^2 / 2 \sigma^2}$$

onde μ = média da população

σ = desvio padrão da população

Uma propriedade importante da distribuição normal é que as áreas sob a curva, que representam a probabilidade do evento x , podem ser calculadas para qualquer intervalo.

A Figura 3.3 mostra a configuração da curva normal padronizada, onde as áreas sob a curva são para os valores de x reduzidos à média zero e desvio padrão igual a um (1). Os limites de confiança da média, podem ser expressos pelos intervalos aproximados:

$$\text{Prob} \left\{ \bar{x} - s < \mu < \bar{x} + s \right\} = 68\%$$

$$\text{Prob} \left\{ \bar{x} - 2s < \mu < \bar{x} + 2s \right\} = 95\%$$

Fig. 3.3 - Curva de distribuição normal e áreas sob a curva (a) ; curva lognormal (b). (Grossi Sad, 1986)

Os estimadores dos parâmetros básicos de uma distribuição normal constituem-se nas estatísticas:

- média aritmética ($\bar{x}$: estimador de μ):

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

- variância (S^2)

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

S = Desvio Padrão (estimador de σ)

A relação $(S / \bar{x}) \cdot 100$ fornece o coeficiente de variação (dispersão), que exprime de forma padronizada e em porcentagem, o grau de dispersão da variável. De acordo com Grossi Sad (1986), coeficientes de variação menores que 40 %, indicam variáveis usualmente regulares.

Para uma distribuição amostral de freqüência, define-se momento de ordem p em relação à média, através da expressão:

$$M_p = \sum (x_i - \bar{x})^p / r$$

Os momentos de ordem 3 e 4, centrados na média, possibilitam o cálculo dos parâmetros associados à simetria e ao achatamento da distribuição, conforme as

expressões:

$$\text{Coeficiente de Assimetria} = M_3 / S^3$$

$$\text{Coeficiente de Curtose} = M_4$$

Outra medida que auxilia na caracterização do formato da distribuição é a razão A/S, onde A representa a amplitude de variação dos dados, correspondente a $X_{\max} - X_{\min}$.

Os coeficientes de assimetria e curtose, bem como a razão A/S, expressam as distorções da distribuição amostral da configuração de uma população com distribuição normal. Para este trabalho, cujo número de amostras situa-se entre 100 e 200, pode-se usar os seguintes intervalos como referência de ajuste, baseados nas curvas e tabelas elaboradas por Pearson e Hartley (1966, apud Preston, 1970), para um nível de significância de 95 %:

$$0 < \text{assimetria} < 0.4$$

$$2.4 < \text{curtose} < 3.7$$

$$4.5 < A/S < 6.0$$

* Distribuição Lognormal

Quando a distribuição de frequência apresenta acentuada assimetria, cujo logaritmo dos valores observados tendem a uma distribuição normal, define-se esta forma de

distribuição de lognormal.

Para se fazer inferências a respeito desta população, deve-se, inicialmente, transformar os dados x_i em Y_i através da função logaritmica ($Y_i = \ln x_i$) e em seguida, proceder-se de acordo com uma distribuição normal. Isto é, deve-se calcular os parâmetros básicos para Y_i de uma forma análoga ao caso normal.

Portanto:

$\bar{Y}$ = média aritmética de Y_i (estimador de μ_Y)

S^2_Y = variância dos logaritmos Y_i .

S_Y = desvio padrão de Y_i (estimador de σ_Y).

O valor médio populacional, para um número de amostras grande ($n > 100$), pode ser estimado usando-se a seguinte expressão (Garcia, 1988):

$$\mu = \mu_G \cdot e^{S^2_Y/2}$$

onde:

μ_G é o valor estimado pela média geométrica,

$$\mu_G = e^{\bar{Y}}$$

E os limites de confiança deste valor médio, são estimados da seguinte forma:

$$\text{Prob} \left\{ \mu_G e^{-\sigma_Y} < \mu < \mu e^{+\sigma_Y} \right\} = 68 \%$$

$$\text{Prob} \left\{ \mu_G e^{-2\sigma_Y} < \mu < \mu e^{+2\sigma_Y} \right\} = 95 \%$$

O coeficiente de variação é obtido segundo a expressão (Grossi Sad, 1986):

$$CV = \sqrt{e^{s_y^2} - 1}$$

3.4.2 - ANALISE DE CORRELAÇÃO

Nos trabalhos que envolvem o tratamento de mais de uma variável deseja-se, muitas vezes, conhecer o grau da relação existente entre elas.

Uma forma de avaliar esta relação é através do cálculo da covariância. Esta constitui-se no produto das dispersões das variáveis em relação a uma média probabilisticamente comum, estimada segundo a equação:

$$C(X,Y) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})$$

onde:

$\bar{x}, \bar{y}$ são as médias das variáveis x e y

n é o número de pares de amostras

Ocorre entretanto, que a covariância é influenciada pela unidade de medida das variáveis, o que dificulta as comparações. Para evitar esta particularidade, divide-se a covariância pelo produto dos desvios padrão de cada variável. Esta razão fornece o coeficiente de correlação linear (r) de Pearson, segundo a expressão:

$$r(x,y) = C(x,y) / S_x S_y$$

onde: S_x , S_y são desvios padrão das variáveis x e y .

O coeficiente de correlação linear é adimensional e varia de +1 a -1. Próximo ao valor +1 a relação é perfeita e direta, enquanto no outro extremo, correspondente a -1, a relação é perfeita, mas inversa. Entre estes dois extremos situam-se os vários graus de correlação entre duas variáveis e quando igual a zero (0), não existe correlação linear.

Pode-se avaliar a porcentagem explicada da adaptação dos dados a um arranjo linear, segundo a expressão:

$$\% \text{ explicada} = r^2_{x,y} \times 100$$

Nota-se que à medida em que aumenta o valor de r , maior torna-se a porcentagem dos dados que explica um arranjo linear. Segundo observações práticas, admite-se o valor de $r = 0,8$, que explica 64 % da correlação linear, como base para a existência de uma relação direta e linear

entre duas variáveis.

Para verificar se o valor do coeficiente r é estatisticamente diferente de uma correlação nula (inexistente), deve-se recorrer aos valores tabelados em níveis probabilísticos de rejeição ou aceite de r , baseados no teste bicaudal, que se encontram nos textos básicos de estatística, como em Clarke e Cooke (1983).

De acordo com Chapman (1975) e Howarth (1983), alguns aspectos podem influir incisivamente no coeficiente de correlação, tais como: comparação de dados provenientes de populações distintas, valores espúrios ou errados, escala de variação de dados de cada variável e o número de amostras comparadas.

Associado aos cálculos analíticos de correlação é sempre conveniente a construção do gráfico que cruza as dispersões das variáveis, denominado de diagrama de dispersão. Este procedimento possibilita a detecção de outras formas de relações que não sejam as lineares. Uma amostragem das relações entre as variáveis através de diagramas de dispersão, com seus respectivos coeficientes de correlação, é apresentada na Figura 3.4.

Fig. 3.4 - Diagramas de dispersão com os coeficientes de correlação. a- Efetiva correlação linear positiva. b- Fraca relação linear, não é estatisticamente significativa. c- Ausência de correlação linear. d- Efetiva correlação linear inversa. (Davis, 1985).

3.4.3. ANÁLISE DA TENDÊNCIA ESPACIAL

A técnica da Geomatemática, conhecida como Análise de Superfícies de Tendência, está fundamentada no método dos mínimos quadrados, que possibilita o ajuste de superfícies através dos dados observados.

Desta forma, são gerados mapas de tendência regional, que são a própria superfície ajustada e o de resíduos, que constitui a diferença entre os valores observados e os ajustados.

O princípio básico das superfícies de tendência é o mesmo dos ajustes de funções polinomiais na regressão múltipla. Na análise de tendência, as coordenadas cartesianas de um ponto observado são as variáveis independentes e o valor do ponto é a variável dependente.

Em Geologia, normalmente os dados se apresentam distribuídos de modo irregular em área, o que requer o uso do método dos polinômios não ortogonais para o ajuste das superfícies (Landim, 1988).

As superfícies são representadas por funções polinomiais, segundo o modelo geral:

$$Z = \left[a_0 + a_1X + a_2Y + a_3X^2 + a_4XY + a_5Y^2 + \dots + a_mY^p \right] + R$$

onde:

Z é o valor do atributo no ponto X,Y

X,Y são as coordenadas do ponto

R representa os resíduos

a_i são os coeficientes a serem calculados

Assim, de acordo com o método dos mínimos quadrados, é ajustada uma superfície de regressão de tal forma que a variância média entre os valores ajustados e os observados seja mínima.

Em Geologia, pode-se encontrar modelos de tendências muito complexos que são impossíveis de serem representados por superfícies de baixo grau. Desta forma, através da expansão polinomial, são ajustadas superfícies mais complexas que representam melhor a tendência de uma variável geológica (Davis, 1985). O limite desta expansão é o número de dados observados, que deve ser maior que o número de coeficientes do polinômio.

Deve-se considerar que a natureza dos processos geológicos é muito complexa para se ter um domínio quantitativo adequado dos mesmos. Desta forma, mesmo que a verdadeira forma da função de tendência seja conhecida, seu ajuste aos dados observados, pelo método dos mínimos quadrados, pode ser facilmente induzido pela presença de flutuações locais de caráter não aleatório (Miesch e Connor, 1968).

O aspecto geral das superfícies de grau 1, 2 e 3 pode ser visualizado através da Figura 3.5, cujas funções são assim expressas:

$$z(x,y) = a_0 + a_1X + a_2Y \quad (\text{grau 1})$$

$$z(x,y) = a_0 + a_1X + a_2Y + a_3X^2 + a_4XY + a_5Y^2 \quad (\text{grau 2})$$

$$z(x,y) = a_0 + a_1X + a_2Y + a_3X^2 + a_4Y^2 + a_5XY + a_6X^3 + a_7Y^3 + a_8X^2Y + a_9XY^2 \quad (\text{grau 3})$$

Fig. 3.5 - Representação em duas dimensões e em perspectiva das superfícies de tendência de graus 1, 2 e 3. (Davis, 1985).

Na prática do ajuste de superfícies de tendência, é importante possuir um conhecimento prévio do comportamento regional da variável que está sendo analisada. Isto permite uma definição mais coerente do grau da superfície a ser ajustada, de acordo com os objetivos a serem atingidos. Os mapas de resíduos, que evidenciam as flutuações locais, estão sujeitos a modificações significativas, conforme o grau da superfície ajustada (Fig. 3.6).

Fig. 3.6 - Representação em duas dimensões do ajuste de superfícies de tendência. A: curva obtida através dos dados originais. B: ajuste linear (plano). C: ajuste parabólico. D: ajuste cúbico. (Davis, 1985).

A porcentagem do ajuste da superfície pode ser calculada através da razão entre a soma de quadrados dos valores ajustados, que representa a variação devido à superfície calculada, e a soma dos quadrados total, que representa a variação dos dados. Portanto, a expressão que fornece a porcentagem de ajuste é assim definida:

$$\% \text{ ajuste} = 100 \left[\frac{\sum (z)^2 - \left[\left(\sum z \right)^2 / N \right]}{\sum (z_i)^2 - \left[\left(\sum z_i \right)^2 / N \right]} \right]$$

onde:

Z = valor ajustado

Z_i = valor observado

O programa que calcula as superfícies de tendência e respectivos mapas de resíduos, utilizado neste trabalho, foi adaptado de Davis (1973) e apresenta uma sequência de resultados, assim disposta:

- Listagem dos valores ajustados com os respectivos resíduos.
- Grau de aderência da superfície ajustada e opcional análise de variância.
- Mapa em caracteres alfanuméricos da superfície ajustada.
- Mapa que realça somente as áreas de resíduos positivos e negativos.
- Mapa detalhado de resíduos.

3.5 - ANALISE GEOESTATISTICA

Foi utilizada neste trabalho a Teoria das Variáveis Regionalizadas, desenvolvida fundamentalmente por Georges Matheron, a partir de 1960.

A aplicação desta teoria é comumente conhecida como Geoestatística, cujo desenvolvimento foi apoiado em diversos trabalhos de natureza empírica, realizados por pesquisadores nas minas da África do Sul, entre os quais se destacam Krige e Sichel.

Segundo Matheron (1963), o ponto de partida para o desenvolvimento da Geoestatística foi devido à inabilidade da Estatística clássica em considerar o aspecto espacial de um fenômeno, que constitui a feição mais importante num estudo geológico.

A Teoria das Variáveis Regionalizadas possui atualmente aplicação em diversos campos das Geociências, predominantemente na cartografia de variáveis originadas de um fenômeno que tenha continuidade no espaço, bem como, na geologia mineira para a avaliação dos mais diversos recursos naturais.

Em Hidrogeologia, a ampla aplicação dos métodos das diferenças ou elementos finitos para o modelamento do fluxo e o transporte em subsuperfície, considera os parâmetros representativos das propriedades dos materiais como fixos ou com ligeira variação sobre discretas áreas do campo de análise. Nestes casos, a componente de variabilidade espacial adotada nos modelos é

muito menor do que aquela que estes parâmetros possuem efetivamente no meio natural (Neuman, 1984).

Entretanto, os modelos hidrogeológicos estimam seus parâmetros a partir de medidas inexatas das propriedades básicas dos materiais, efetuadas num número finito de poços isolados. Desta forma, os parâmetros resultantes são variáveis casuais e com previsão incerta, que caracterizam os modelos numéricos estatísticos. Para minimizar esta incerteza e tornar mais robustos os modelos hidrogeológicos, os parâmetros utilizados devem ser estimados com o mínimo de tendenciosidade e com a menor variância de estimação possível (Neuman, op.cit.).

Neste contexto, a Geoestatística pode contribuir de modo eficaz na análise da variabilidade espacial de quantidades hidrogeológicas, quer o modelo adotado para o fluxo e o transporte em superfície seja determinístico ou estatístico.

Em Geotecnia, a aplicação principal de Geoestatística tem sido na caracterização da variabilidade espacial dos parâmetros geotécnicos "in-situ". Dentro de um projeto geotécnico, o emprego de técnicas da Geoestatística constitui-se numa importante ferramenta para o modelamento de variáveis de natureza estratigráfica e hidráulica do local a ser implantada uma obra, bem como, na avaliação da quantidade, distribuição e representatividade dos parâmetros geotécnicos (Soulié, 1984).

Uma amostragem mais abrangente das diversas aplicações da Geoestatística no campo da Geociências

encontra-se em Verly et alii (1984).

3.5.1 - VARIAVEIS REGIONALIZADAS

O elemento básico da Geoestatística é a variável regionalizada, cuja variação espacial caracteriza o fenômeno regionalizado que a originou. Estas variáveis possuem características casuais e estruturadas, ou seja, podem assumir localmente qualquer valor segundo uma função de probabilidades e globalmente possuem uma estruturação que pode ser tratada por uma função espacial (Journel e Huijbregts, 1978).

A associação das variáveis casuais, com uma determinada função espacial, é denominada em Geoestatística de função casual (Matheron, 1971 apud Olea, 1984).

Devido à amostragem singular, que é feita num ponto, torna-se praticamente impossível conhecer a função de densidade de probabilidades que governa uma variável regionalizada, mas pode-se fazer inferências, conhecendo-se alguns parâmetros desta função. Na geoestatística linear utilizam-se os momentos da função casual, que serão definidos a seguir, conforme Journel e Huijbregts (1978):

- Momento de primeira ordem ou esperança matemática no ponto x , da variável regionalizada $Z(x)$:

$$E \{ Z(x) \} = m(x)$$

- Momentos de segunda ordem:

* Variância de $Z(x)$ em relação a $m(x)$:

$$\text{Var} \{ Z(x) \} = E \left\{ \left[Z(x) - m(x) \right]^2 \right\}$$

* Covariância para duas variáveis regionalizadas, $Z(x_1)$ e $Z(x_2)$:

$$c(x_1, x_2) = E \left\{ \left[Z(x_1) - m(x_1) \right] \left[Z(x_2) - m(x_2) \right] \right\}$$

* Variograma⁽²⁾, que se constitui na variância das diferenças $\left[Z(x_1) - Z(x_2) \right]$:

$$2\gamma(x_1, x_2) = \text{Var} \left\{ Z(x_1) - Z(x_2) \right\}$$

Na prática usa-se o semivariograma, definido como a metade do variograma: $\gamma(x_1, x_2)$

Para tornar aplicáveis estes momentos e fazer inferências, utiliza-se a hipótese de estacionaridade espacial, que assume ser constante o valor médio esperado para as diversas localizações, ou ainda, que todos os elementos avaliados pertencem a mesma população. Assim, cada par de dados $Z(x)$ e $Z(x+h)$, separados pela distância h , é --

(2) O termo variograma é utilizado neste trabalho para se referir ao conceito de variabilidade, cuja ferramenta de análise é a função semivariograma.

considerado uma realização diferente das variáveis regionalizadas dentro de um fenômeno regionalizante. Sob esta ótica, a estacionaridade de segunda ordem reavalia os momentos para as seguintes formas:

Esperança Matemática (m):

$$m = E \left\{ Z(x) \right\}$$

Variância $[C(0)]$:

$$C(0) = E \left\{ \left[Z(x) - m \right]^2 \right\}$$

Covariância $[C(h)]$:

$$C(h) = E \left\{ Z(x+h) Z(x) \right\} - m^2$$

Semivariograma $[\sigma(h)]$:

$$\sigma(h) = -\frac{1}{2} E \left\{ \left[Z(x+h) - Z(x) \right]^2 \right\} = C(0) - C(h)$$

Devido à fenômenos físicos de elevada capacidade de dispersão, que não possuem variância finita a priori e tampouco covariância, define-se em geostatística a hipótese intrínseca. Esta hipótese afirma que os primeiros dois momentos das diferenças das variáveis $Z(x)$ e $Z(x+h)$, são independentes de suas localizações, sendo função somente

do vetor h que as separam (Olea, 1984).

3.5.2 - FUNÇÃO SEMIVARIOGRAMA

A função semivariograma, que representa basicamente a hipótese intrínseca, é utilizada em Geoestatística para expressar a variabilidade espacial numa direção pré-definida.

O semivariograma constitui-se no gráfico das semivariâncias das diferenças dos valores experimentais situados a intervalos regulares. Em condições estacionárias, o valor médio esperado é constante ou zero, o que reduz o semivariograma à média quadrática das diferenças dos valores experimentais (Clark, 1979).

Desta forma, para um conjunto de valores experimentais $Z(x)$ e $Z(x_i+h)$, separados pela distância orientada h , define-se o semivariograma experimental pela expressão:

$$\sigma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \left[z(x_i) - z(x_i + h) \right]^2$$

onde:

$N(h)$ = números de pares experimentais

h = intervalo regular que separa $Z(x_i)$ e $Z(x_i+h)$

Esta expressão do semivariograma é válida somente para situações de estacionaridade ou quase-estacionaridade, pois se o valor médio esperado sofrer mudanças graduais no espaço de tal forma a caracterizar uma tendência (drift), outros recursos de avaliação estrutural deverão ser aplicados.

Este aspecto inerente ao semivariograma pode ser melhor compreendido a partir da própria definição de semivariograma, conforme Davis (1986).

Considere as variáveis regionalizadas $Z(x_i)$ e $Z(x_i+h)$, cujas semivariâncias das diferenças podem ser originalmente expressas por:

$$\gamma(h) = \frac{\sum \left\{ \left[z(x_i) - z(x_i + h) \right]^2 \right\}}{2n} = \frac{\sum \left[\frac{z(x_i) - z(x_i + h)}{n} \right]^2}{2n}$$

Se o valor médio esperado é estacionário no espaço, a relação a seguir é válida:

$$\frac{\sum z(x_i)}{n} = \frac{\sum z(x_i + h)}{n}$$

$$\text{então: } \sum \left[z(x_i) - z(x_i + h) \right] / n = 0$$

Portanto, o segundo termo do numerador é nulo, somente na condição de estacionaridade ou homogeneidade espacial. Quando esta condição não estiver

presente, o fator tendencioso deve ser extraído antes de se fazer a análise variográfica, trabalhando-se com os resíduos de uma superfície de tendência.

Pode-se afirmar que uma variável regionalizada não estacionária possui duas componentes significativas:

- * o "drift", que é o valor esperado da variável regionalizada numa vizinhança qualquer: $m(x) = E \left[Z(x) \right]$

Este conceito é semelhante ao de valor ajustado em superfícies de tendência.

- * o resíduo, que constitui a diferença entre o valor real obtido e o valor esperado: $Y(x) = Z(x) - m(x)$

A importância deste desdobramento, é que os resíduos possuem média zero e são estacionários, o que viabiliza a elaboração dos semivariogramas e perfaz a análise de variabilidade.

Sob as condições de estacionaridade, o semivariograma e a covariância estão estritamente relacionadas, segundo a expressão: $\gamma(h) = C(0) - C(h)$
Graficamente esta relação é assim expressa (Fig. 3.7):

Fig. 3.7 - Relação entre o semivariograma e a covariância sob a condição de estacionaridade de segunda ordem. (Davis, 1985).

Em geral, o semivariograma é uma função de incremento com a distância h , visto que, quanto mais afastadas forem as amostras, mais seus valores em média deverão ser diferentes. Esta característica reflete bem a noção de zona de influência de uma amostra (Matheron, 1963).

3.5.3 - MODELOS VARIOGRAFICOS

Os semivariogramas experimentais são construídos a partir de malhas com disposição regular ou, quando irregulares, posteriormente regularizadas. Os valores observados a serem submetidos à variografia devem ser obtidos de suportes iguais ou então regularizados e os cálculos são feitos em direções previamente estabelecidas, visando a compreensão da variabilidade espacial do fenômeno em estudo.

Após a confecção dos semivariogramas dos valores experimentais, procura-se ajustar um modelo matemático que represente o mais próximo possível a configuração dos mesmos.

Embora possa existir uma infinidade de funções que se ajustem aos semivariogramas experimentais, a prática tem mostrado que alguns modelos, fundamentados nas suposições teóricas das variáveis regionalizadas, têm satisfeito a maioria das suas aplicações. Estes modelos podem ser classificados em:

* Modelos com Patamares

São normalmente ajustes que representam a estacionaridade de segunda ordem. O semivariograma incrementa à medida que aumenta a distância entre as amostras, até atingir um patamar ("sill"), onde se estabiliza. Este patamar deve ser teoricamente igual à variância a priori. A distância em que o semivariograma atinge o patamar é denominada de amplitude variográfica ("range"), que corresponde ao raio de influência da variável. Para cada semivariograma ajustado, deve existir um covariograma equivalente, segundo a relação:

$$C(h) = C(0) - \gamma(h)$$

Os modelos mais comumente usados dentro deste grupo são (Fig. 3.8):

Fig. 3.8 - Semivariogramas com patamares. (Rendu, 1978).

* Modelo esférico: Constitui-se no ajuste mais comum da Geoestatística, principalmente no estudo dos depósitos minerais (David, 1977). Matematicamente sua fórmula é:

$$\gamma(h) = C \left[\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right] \quad \text{para } h \leq a$$

$$\gamma(h) = C \quad \text{para } h > a$$

onde:

C = patamar, que corresponde à variância a priori finita.

a = amplitude variográfica.

A inclinação da tangente da curva na origem é igual a $3C/2a$.

* Modelo exponencial: O ajuste se faz através da curva exponencial. O patamar (C) é a assintota desta curva e a amplitude variográfica (a) corresponde ao encontro da tangente da curva na origem com o patamar. Sua expressão matemática é:

$$\gamma(h) = C \left[1 - e^{-h/a} \right]$$

A inclinação da tangente da curva na origem é igual a c/a .

* Modelo gaussiano: A função é parabólica próxima à origem. Este modelo apresenta amplitude variográfica estensa e o patamar semelhante ao modelo exponencial. Sua função é:

$$\gamma(h) = C \left[1 - e^{-h^2/a^2} \right]$$

* Modelo aleatório (Efeito pepita puro) (Fig. 3.9). A medida que aumenta a descontinuidade na origem do semivariograma, mais aleatório é o fenômeno que originou a variável em análise. Esta característica decorre de uma provável regionalização, inferior à escala de trabalho da malha de amostragem e/ou à variações espúrias associadas com a coleta e medição das amostras. Sua expressão é:

$$\gamma_{(h)} = C \quad \text{para qualquer } h$$

Fig. 3.9 - Modelo de semivariograma aleatório (Huijbregts, 1975).

* Modelos sem Patamares

Estes modelos satisfazem somente a hipótese intrínseca. Nestes casos, a variância a priori é uma função de incremento direto em relação à área ou ao volume onde é calculada. Os semivariogramas podem ser definidos, mas não se estabilizam em nenhum patamar (Rendu, 1978).

Os modelos mais comuns desse grupo são:

* Modelos lineares generalizados (Fig. 3.10):

A expressão matemática geral para esses semivariogramas é:

$$\gamma(h) = \alpha h^\theta$$

onde:

θ varia de 0 a 2

α é a inclinação na origem.

Fig. 3.10 - Modelos lineares em h^θ . (Journel e Huijbregts, 1978).

* Modelo logarítmico (esquema de Wigs): Foi um modelo muito usado até 1966, quando surgiram os vários modelos com patamar. Sua equação, segundo a lei de Wigs é:

$$\gamma(h) = 3 \alpha \log_e (h)$$

onde:

α é uma constante que representa a dispersão absoluta

3.5.4 - CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS DOS SEMIVARIOGRAMAS

Os semivariogramas apresentam uma configuração que é reflexo da regionalização da variável. O estudo das feições das variáveis regionalizadas, que possibilitam a construção de medidas consistentes dos semivariogramas, é denominado em Geoestatística de análise estrutural (Journel e Huijbregts, 1978).

As principais características estruturais dos semivariogramas, que devem ser consideradas no modelamento variográfico estão sintetizadas na Figura 3.11 e descritas a seguir, conforme Huijbregts (1975).

* Suporte: Define-se suporte, como o domínio geométrico de onde se obtém o valor da amostra, dotado de um volume, forma e orientação. Os semivariogramas devem ser confeccionados a partir de dados que possuam suportes iguais. Caso isso não aconteça, os suportes devem ser regularizados.

* Zona de Influência: O semivariograma é uma função de incremento em relação à distância orientada h . Teoricamente, à medida que essa distância aumenta, mais discrepantes serão os dados e maior será a semivariância, até atingir uma separação de total independência entre as amostras. Esta distância é denominada em Geoestatística de zona de influência, cuja medida é a amplitude variográfica.

* Regionalizações Superpostas: Muitos fenômenos geológicos podem gerar regionalizações em várias escalas, que ficam ocultas ou "aninhadas" no contexto regional em que são executados os trabalhos de pesquisa. Os semivariogramas podem captar essas flutuações em diferentes níveis e refleti-las na sua configuração. A presença de nítidas mudanças nas curvas dos semivariogramas pode significar estruturas superpostas.

* Anisotropias: Quando os semivariogramas apresentam configurações similares para as várias direções, o fenômeno é dito ser isotrópico, caso contrário, possui algum tipo de anisotropia. Se os semivariogramas apresentam a mesma forma, mas com diferentes amplitudes, denomina-se anisotropia geométrica. De outra forma, o zoneamento da variável ou mistura de populações distintas geram uma anisotropia mais complexa, conhecida como anisotropia zonal.

Fig. 3.11 - Propriedades estruturais do variograma.
(Huijbregts, 1975).

* Continuidade espacial: A progressão da curva do semivariograma nas pequenas distâncias reflete a continuidade da variável no espaço. Assim, a análise do semivariograma próximo à origem proporciona informações desta natureza da variável. Um semivariograma com comportamento parabólico é reflexo de boa continuidade, já uma forma linear na origem reflete a continuidade moderada no espaço. Teoricamente o semivariograma deveria ser nulo na origem, entretanto, na maioria das vezes ele apresenta uma descontinuidade, denominada de efeito de pepita.

Este parâmetro pode ser melhor compreendido através do desmembramento do variograma em componentes de variabilidade, conforme o esquema de transição da Figura 3.12.

Fig. 3.12 - Semivariograma representativo de um fenômeno de transição.

onde:

C = Representa a componente estruturada no espaço (variância espacial).

Co = Constitui-se na componente aleatória (efeito de pepita).

A relação entre os parâmetros Co e C fornece um índice $E = Co / C$, denominado de efeito de pepita relativo, que expressa a aleatoriedade da regionalização (Garcia, 1988).

Segundo Royle (apud Garcia, 1988), os seguintes intervalos fornecem uma noção da influência da componente aleatória:

$E < 0.15$: Componente aleatória pequena.

$0.15 < E < 0.30$: Componente aleatória é importante.

$E > 0.30$: Componente aleatória é muito importante.

De outra forma, se a razão $C_o / (C_o + C)$, for maior que 0.8, a estatística e a geoestatística não se diferenciam. (Garcia, 1988).

* Corregionalização: O estudo da correlação regionalizada de várias variáveis pode ser feito através dos semivariogramas cruzados. Desta análise conjunta, estabelece-se um modelo mais robusto que integre as feições estruturais de todas as variáveis submetidas à variografia.

3.5.5 - METODO GEOESTATISTICO DE ESTIMAÇÃO

Um objetivo sempre presente em Geologia é a estimação de variáveis ou parâmetros em locais onde não se fez uma amostragem.

E praticamente impossível possuir um controle matemático de todos os fatores de um fenômeno natural que influenciaram no comportamento de uma variável. Muitos esforços são feitos nesse sentido, com o desenvolvimento de

vários métodos de estimação popularizados nos últimos tempos, através de "softwares" utilizados em microcomputadores.

Estes métodos permitem o estabelecimento de uma malha de valores estimados, que comumente se constitui base das cartas de isovalores usadas para os mais diversos fins. Um enfoque dos principais métodos de estimação, pode ser visto em Yamamoto (1986).

Neste trabalho foi utilizada a técnica geoestatística da krigagem⁽³⁾ para a estimação, visto que este método possibilita o uso com mais propriedade das características geológicas na construção do modelo que governará a estimação. Embora este aspecto introduza uma subjetividade no método que possibilita interpretações diferentes conforme a pessoa, importantes particularidades geológicas inerentes às variáveis devem ser consideradas.

3.5.5.1 - VARIANCIA DE ESTIMAÇÃO

Após um modelo variográfico que caracterize a continuidade das variáveis em função das distâncias, pode-se calcular o erro cometido na estimação para um certo domínio (bloco, ponto), a partir de amostras situadas numa

(3) Foi utilizado o termo krigagem, baseado na escola francesa onde este método foi cunhado em homenagem ao engenheiro de minas D.G. Krige. Encontra-se também na literatura, os termos "krigeage" e "kriging", das línguas francesa e inglesa, respectivamente.

vizinhança reconhecida como estacionária.

Qualquer que seja a forma de estimação de um valor num ponto qualquer X , heverá um erro $R(x)$ associado, assim expresso:

$$R(x) = Z(x) - Z^*(x)$$

onde:

$Z(x)$ é o valor real no ponto x

$Z^*(x)$ é o valor estimado no ponto x .

A análise da função de distribuição dos erros fornece boas informações para avaliar a qualidade do processo de estimação.

Os parâmetros básicos da provável distribuição de erros, são:

* O valor médio esperado:

$$m_E = E \left\{ R(x) \right\}$$

* A dispersão dos erros, medida pela variância:

$$\sigma_{E^2}^2 = \text{Var} \left\{ R(x) \right\}$$

Se a estimação for bem processada e de boa qualidade, esses parâmetros devem possuir os seguintes aspectos:

$m_E = 0$: Erro médio igual ou próximo de

zero. Este aspecto implica numa não tendenciosidade (viés) dos valores, na vizinhança do ponto x .

$\downarrow \sigma_E^2 :$

Baixa dispersão dos erros. A concentração dos erros deve situar-se ao redor da média (m_E).

Nas observações práticas da função de distribuição dos erros, constatou-se uma curva do tipo normal para os mesmos, principalmente na geologia mineira (Journel e Huijbregts, 1978). Se a distribuição dos erros for normal, o intervalo de confiança do valor estimado pode ser calculado conforme a estatística clássica. Dessa forma, o valor no ponto x , para 95 % de confiabilidade, deverá possuir intervalo de confiança igual a $1,96 \sigma_E$, segundo uma distribuição normal com valor médio esperado igual a zero (padronizada).

A relação da variância de estimação com o semivariograma é estabelecida com o desdobramento da equação da variância dos erros, conforme Journel e Huijbregts (1978).

Considere o valor médio de um determinado domínio V , fornecido pela expressão:

$$Z_v = \frac{1}{v} \sum_{i=1}^v z(x_v)$$

onde:

$Z(x_v)$ são valores desconhecidos, com $v = 1$
até v

Deseja-se estimar este domínio pela média aritmética de n amostras situadas na vizinhança.

A média usada na estimação é dada por:

$$Z_v^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z(x_i)$$

onde:

x_i são os valores experimentais, com $i = 1$
até n

Sob a hipótese de estacionariedade de segunda ordem e não tendenciosidade (viés), tem-se:

$$E \left\{ Z_v \right\} = \frac{1}{v} \sum_v E \left\{ Z(x_v) \right\} = m ;$$

$$E \left\{ Z_v^* \right\} = \frac{1}{n} \sum_i E \left\{ Z(x_i) \right\} = m ,$$

logo:

$$E \left\{ Z_v - Z_v^* \right\} = 0$$

A equação da variância de estimação pode ser

desdobrada em:

$$\sigma_E^z = E \left\{ \left[Z_v - Z_v^* \right]^2 \right\} = E \left\{ Z_v^2 \right\} + E \left\{ Z_v^{*2} \right\} - 2E \left\{ Z_v Z_v^* \right\}$$

Segundo as hipóteses já assumidas e após dedução matemática, cada termo da equação pode ser assim expresso:

$$E \left\{ Z_v^2 \right\} = -\frac{1}{v^2} \sum_v \sum_{v'} \left[C(x_v - x_{v'}) \right] + m^2$$

onde: $C(x_v - x_{v'})$ é a covariância entre todos os pontos dentro do domínio a ser estimado.

$$E \left\{ Z_v^{*2} \right\} = \frac{1}{n} \sum_i \sum_j \left[C(x_v - x_j) \right] + m^2$$

onde:

$C(x_v - x_j)$ é a covariância entre todas as amostras.

$$E \left\{ Z_v Z_v^* \right\} = -\frac{1}{v} \sum_v \sum_i \left[C(x_v - x_i) + m^2 \right]$$

onde:

$C(x_v - x_i)$ é a covariância entre os pontos do domínio e as amostras.

Elimina-se a constante m^2 e a expressão original torna-se:

$$\sigma_E^2 = \frac{1}{V^2} \sum_{VV'} C(x_V - x_{V'}) + \frac{1}{n^2} \sum_i \sum_j C(x_i - x_j) - \\ - \frac{2}{Vn} \sum_V \sum_i C(x_V - x_i)$$

Em termos de covariância média tem-se:

$$\sigma_E^2 = \bar{C} \left[(V), (V) \right] + \bar{C} \left[(n), (n) \right] - 2\bar{C} \left[(V), (n) \right]$$

Conforme a relação $\gamma(h) = C(o) - C(h)$,

a equação pode ser constituída em função dos semivariogramas. Finalmente, a variância de estimação pode ser assim expressa:

$$\sigma_E^2 = 2\bar{\gamma}(v, v) - \bar{\gamma}(v, v) - \bar{\gamma}(V, V)$$

onde:

$\bar{\gamma}$ é a função semivariograma médio

V corresponde ao domínio a ser estimado, podendo ser um bloco, área ou um ponto.

v é um elemento do conjunto de amostras com suporte v .

O significado de cada termo da equação geral de variância de estimação é comentado a seguir:

$\bar{\gamma}(v, V)$ Este termo representa o semivariograma médio entre os elementos do conjunto de amostras estimadoras com suporte v e o domínio V a ser estimado. Assim é considerada a posição das amostras em relação à unidade a ser avaliada.

$\bar{\gamma}(v, v)$ Constitui-se no valor médio do semivariograma entre todas as amostras estimadoras de suporte v , situadas na vizinhança de estimação. Este termo considera a influência relativa das posições das amostras.

$\bar{\gamma}(V, V)$ Representa o valor médio do semivariograma entre todos os possíveis pontos dentro da unidade V . Desta forma são consideradas as feições geométricas da unidade a ser estimada.

3.5.5.2 - ESTIMAÇÃO LINEAR - KRIGAGEM

A krigagem constitui-se num método de estimação linear e local, efetuado dentro de vizinhanças estacionárias, que procura minimizar, sem viés, o erro de

estimação. A teoria da krigagem é demonstrada a seguir, conforme Journel e Huijbregts (1978) e Clark (1979).

Suponha a estimação do valor médio de $Z(x_0)$ pelo estimador Z^* , obtido de uma combinação linear de n valores situados numa vizinhança homogênea. O estimador pode ser assim expresso:

$$Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

onde:

λ_i são os pesos associados a informações $Z(x_i)$

Existe uma infinidade de pesos que podem ser atribuídos aos valores de $Z(x_i)$, entretanto há interesse somente por uma combinação que forneça o melhor estimador não enviesado.

As condições básicas para que esta situação se consuma, são:

* Não tenha viés.

Esta condição requer que o erro de estimação seja em média igual a zero: $E \left\{ Z(x_0) - Z^* \right\} = 0$

Para isso é necessário estabelecer a construção:

$$\sum \lambda_i = 1$$

visto que,

$$E \left\{ Z^* \right\} = m \sum \lambda_i = E \left\{ Z(x_0) \right\}$$

* Variância mínima de estimação

A equação geral da variância de estimação, que usa um conjunto de amostras S_i pode ser assim expressa:

$$\sigma_E^2 = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \bar{\gamma}(S_i, V) - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \bar{\gamma}(S_i, S_j) - \bar{\gamma}(V, V)$$

onde:

λ_i são os pesos para cada amostra S_i .

Para minimizar esta equação, sujeita à condição de não enviezamento $\sum \lambda_i = 1$, em relação aos ponderadores λ_i , faz-se o uso da técnica Lagrangiana, com o desenvolvimento das n derivadas parciais e igualando-as a zero. Portanto, matematicamente:

$$\frac{\delta \sigma_E^2}{\delta \lambda_i} = 0 \quad \text{para } i = 1, 2, 3, \dots, n$$

Este procedimento gera um sistema linear de

$n+1$ equações, conhecido como sistema de krigagem, assim disposto:

$$\lambda_1 \bar{\gamma}(S_1, S_1) + \lambda_2 \bar{\gamma}(S_1, S_2) + \lambda_3 \bar{\gamma}(S_1, S_3) + \dots + \lambda_n \bar{\gamma}(S_1, S_n) + \mu = \bar{\gamma}(S_1, V)$$

$$\lambda_1 \bar{\gamma}(S_2, S_1) + \lambda_2 \bar{\gamma}(S_2, S_2) + \lambda_3 \bar{\gamma}(S_2, S_3) + \dots + \lambda_n \bar{\gamma}(S_2, S_n) + \mu = \bar{\gamma}(S_2, V)$$

$$\lambda_1 \bar{\gamma}(S_3, S_1) + \lambda_2 \bar{\gamma}(S_3, S_2) + \lambda_3 \bar{\gamma}(S_3, S_3) + \dots + \lambda_n \bar{\gamma}(S_3, S_n) + \mu = \bar{\gamma}(S_3, V)$$

$$\begin{array}{ccccccc} \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{array}$$

$$\lambda_1 \bar{\gamma}(S_n, S_1) + \lambda_2 \bar{\gamma}(S_n, S_2) + \lambda_3 \bar{\gamma}(S_n, S_3) + \dots + \lambda_n \bar{\gamma}(S_n, S_n) + \mu = \bar{\gamma}(S_n, V)$$

$$\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 + \dots + \lambda_n = 1$$

onde:

$\bar{\gamma}(S_i, S_j)$ é o semivariograma médio entre as amostras.

$\bar{\gamma}(S_i, V)$ é o semivariograma médio entre as amostras e o domínio V .

λ_i são os ponderadores das amostras S_i , cuja soma é igual a 1.

μ é o multiplicador de Lagrange, introduzido para balancear o sistema.

Em notação matricial:

$$A = \begin{bmatrix} \bar{\gamma}(S_1, S_1) & \bar{\gamma}(S_1, S_2) & \dots & \bar{\gamma}(S_1, S_n) \\ \bar{\gamma}(S_2, S_1) & \bar{\gamma}(S_2, S_2) & \dots & \bar{\gamma}(S_2, S_n) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \bar{\gamma}(S_n, S_1) & \bar{\gamma}(S_n, S_2) & \dots & \bar{\gamma}(S_n, S_n) \end{bmatrix}$$

$$B = \begin{bmatrix} \bar{\gamma}(S_1, V) \\ \bar{\gamma}(S_2, V) \\ \vdots \\ \bar{\gamma}(S_n, V) \end{bmatrix} \quad C = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ n \end{bmatrix}$$

O vetor dos pesos mais o multiplicador de Lagrange são obtidos pela resolução do sistema matricial:

$$[C] = [A]^{-1} [B]$$

A variância mínima da estimação, também conhecida como variância da krigagem é assim obtida:

$$\sigma_E^2 = \sum \lambda_i \bar{\gamma}(S_i, V) + \lambda - \bar{\gamma}(V, V)$$

ou ainda na forma matricial:

$$\sigma_E^2 = [B]^T [C] - \bar{\gamma}(V, V)$$

onde: $[B]^T$ é a transposta da matriz $[B]$

Os valores de $\bar{\gamma}(S_i, V)$ e $\bar{\gamma}(V, V)$ são obtidos a partir de funções auxiliares, que normalmente se encontram tabeladas para uma determinada geometria do domínio V e dos parâmetros do semivariograma modelado.

Neste trabalho, o domínio V foi sempre um ponto. Desta forma, o método da krigagem utilizado é denominado de pontual. As principais mudanças estão relacionadas com os termos da equação da variância de estimação, quais sejam:

- * O semivariograma médio $\bar{\gamma}(V, V)$ é nulo.
- * O semivariograma médio $\bar{\gamma}(S_i, V)$ passa para resposta direta do semivariograma pontual, $\bar{\gamma}(S_i, S_0)$, onde S_0 é o ponto a ser estimado.

Assim, a expressão geral da variância de estimação, torna-se:

$$\sigma_E^2 = 2 \sum \lambda_i \bar{\gamma}(S_i, S_0) - \sum \sum \lambda_i \lambda_j \bar{\gamma}(S_i, S_j)$$

e a variância de estimação após a solução do sistema de Krigagem fica:

$$\sigma_E^2 = \sum \lambda_i \bar{\gamma}(S_i, S_0) + \lambda$$

ou,

$$\sigma_E^2 = [B]^T [C]$$

onde $[B]^T$ é a transposta da matriz $[B]$

Outro aspecto, não considerado neste trabalho, foi a eventual presença de um componente determinístico ("drift") no resultado da variável, que requer uma krigagem mais abrangente da usual, denominada de Krigagem Universal.

Esta técnica, para ser usada adequadamente, deve resolver duas dificuldades práticas, de acordo com Rendu, (1978):

- A determinação da forma da função matemática que representa a tendência local presente.
- A estimação da função semivariograma dos resíduos.

Superados a contento estes requisitos, pode-se usar a expressão do "drift" incorporado no sistema de krigagem simples, que proverá uma estimação robusta, conforme Olea (1975) e Davis (1986).

CAPÍTULO 4

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

4.1. ANÁLISE ESTATÍSTICA BÁSICA

O objetivo fundamental desta análise é caracterizar individualmente as variáveis quanto aos seus valores de tendência central e dispersão, baseado numa avaliação criteriosa das suas distribuições de frequência.

* Topo da Formação Botucatu (m)

A Fig. 4.1 mostra a distribuição de frequência do topo da Formação Botucatu, classificada em intervalos de classe de 30 metros.

Através do coeficiente de variação nota-se uma baixa dispersão desta variável, que caracteriza um comportamento geral com poucas flutuações na área. A configuração da distribuição em termos de curtose apresenta-se normal, mas a assimetria é ligeiramente positiva. A média aritmética das cotas é representativa da distribuição e situa-se na classe modal cujo valor é de 469,0 metros.

O gráfico da Figura 4.2 representa todas as cotas de topo da Formação Botucatu, rebatidas num perfil médio na direção W-E. Este perfil fornece uma noção prática dos parâmetros básicos da distribuição amostral.

Fig. 4.1 - Distribuição de frequência das cotas de topo da Formação Botucatu.

Fig. 4.2 - Perfil médio na direção W-E da área, com as cotas do topo da Formação Botucatu rebatidas.

* Espessura da Formação Serra Geral.

A espessura desta formação é controlada na região pelo comportamento em subsuperfície da sua base em contato com a Formação Botucatu e do seu topo, que está modelado conforme a superfície do relevo topográfico. A distribuição amostral da variável espessura encontra-se na Figura 4.3, com intervalos de classe de 27,5 metros.

Fig. 4.3 - Distribuição de freqüência dos valores de espessura da Formação Serra Geral.

A base da Formação Serra Geral encontra-se falhada e as vezes está associada com intrusões básicas, que contribuem para uma acentuada irregularidade da espessura

total do pacote de magmatitos básicos, refletida num alto coeficiente de variação (62 %).

Com base nos testes de normalidade, que usam os coeficientes de assimetria e curtose, constata-se que a distribuição se adequa ao modelo normal, cuja espessura média é de 70 metros e desvio padrão de 43 metros. O gráfico da Figura 4.4 possibilita a visualização desses valores.

Fig. 4.4 - Perfil médio que representa as espessuras da Formação Serra Geral de todas as amostras da área na direção W-E.

* Nível piezométrico.

A Figura 4.5 constitui-se na distribuição de freqüência da variável nível piezométrico, com intervalos de classe iguais a 20 metros.

Fig. 4.5 - Distribuição de freqüência do nível piezométrico e estatística básica.

A distribuição dos dados possui ligeira assimetria positiva, decorrente das duas maiores classes que possuem freqüências baixas. A razão entre a amplitude de variação dos níveis com o desvio padrão se enquadra dentro dos limites da configuração do modelo normal de distribuição com 95 % de confiança.

A média aritmética pode ser considerada representativa desta distribuição com o valor de 499 metros para o nível médio. A dispersão em torno deste valor é relativamente baixa, refletindo uma flutuação suave desta variável na região, em comparação com as outras estudadas

neste trabalho (Figura 4.6).

Fig. 4.6 - Comportamento geral de todos os níveis piezométricos amostrados na área, rebatidos num perfil médio com direção W-E.

* Vazão específica.

A distribuição de freqüência possui uma acentuada assimetria positiva que caracteriza as distribuições lognormais (Fig. 4.7a). Para verificar esta possibilidade, os dados foram transformados em logarítimos (base e) e a seguir elaborada a distribuição de freqüência dos mesmos (Fig. 4.7b).

Fig. 4.7a - Distribuição de freqüência dos valores originais de vazão específica ($\text{m}^3/\text{h} \cdot \text{m}$);
 b - Distribuição dos valores logaritmizados ($\ln X_i$).

Os dados transformados apresentam, segundo os testes de aderência, um bom ajuste ao modelo normal. Desta forma, o valor médio da distribuição lognormal apresenta uma vazão média de $4,25 \text{ m}^3/\text{h} \cdot \text{m}$. O coeficiente de variação é de 85 %, que significa uma alta dispersão dos valores em área.

A Figura 4.8 apresenta o valor médio e os respectivos limites de confiança, obtidos conforme as expressões que caracterizam as distribuições lognormais.

Fig. 4.8 - Perfil médio com os valores de vazão específica rebatidos na direção W-E.

4.2. ANALISE DE CORRELAÇÃO

Através da confecção dos gráficos de dispersão das variáveis e do cálculo do grau de correlação, pode-se entender melhor o comportamento associado entre as variáveis. Além do clássico coeficiente de correlação linear, procurou-se identificar outras formas de relação através da "nuvem" dos valores cruzados nos diagramas de dispersão.

A seguir são apresentados os resultados das associações entre todas as variáveis, elaboradas para a área estudada.

* Topo da Formação Botucatu (m) X espessura da Formação Serra Geral (m) - Fig. 4.9.

Fig. 4.9 - Diagrama de dispersão entre as cotas do topo da Formação Botucatu e a espessura da Formação Serra Geral.

Estas variáveis apresentam uma correlação linear de forma inversa ($r = -0,75$), ou seja, quanto mais baixo está situado o topo da Formação Botucatu, mais espesso se torna o pacote de rochas básicas da Formação Serra Geral. Esta evidente relação, poderia ser mais acentuada se a espessura não possuísse na sua constituição a

influência da superfície erosiva na região. Por outro lado, para a escala deste trabalho, esta relação pode ser explicada pelo maior preenchimento dos magmatitos básicos nos paleobaixios da antiga superfície desértica do arenito Botucatu. Esta relação do tipo linear é explicada estatisticamente por cerca de 60 % das informações coletadas na área.

* Topo da Formação Botucatu (m) X nível piezométrico (m) - Fig. 4.10.

Fig. 4.10 - Diagrama de dispersão entre as cotas do topo da Formação Botucatu e os níveis piezométricos.

Neste caso as variáveis apresentam um arranjo linear, cujo coeficiente é de 0,63, explicado por cerca de 40 % dos dados.

Esta associação, de caráter linear, deve-se à interferência exercida no nível piezométrico pelo principal aquífero da região, formado pelos arenitos das formações Botucatu e Pirambóia. Desta forma, pode-se afirmar que na área, os locais onde o topo da Formação Botucatu encontra-se mais elevado, o nível piezométrico acompanha-o em 40 % dos casos.

* Topo da Formação Botucatu (m) X vazão específica ($\text{m}^3/\text{h} \cdot \text{m}$) - Fig. 4.11.

Fig. 4.11 - Diagrama de dispersão entre cotas do topo da Formação Botucatu e as vazões específicas.

Apesar destas variáveis possuírem uma correlação estatisticamente não significativa ($r = -0,06$), é notável a concentração das maiores vazões específicas numa faixa das cotas do topo da Formação Botucatu, situadas entre 450 a 485 metros. Esta característica, importante na prospecção de água subterrânea, pode estar associada a algum tipo de controle geológico, que propicie as maiores vazões neste intervalo em que se encontra o contato das formações Serra Geral e Botucatu.

* Espessura da Formação Serra Geral (m) X
nível piezométrico (m) - Fig. 4.12

Fig. 4.12 - Diagrama de dispersão entre as espessuras da Formação Serra Geral e as cotas dos níveis piezométricos.

Estas variáveis não apresentam uma correlação linear significativa, conforme se observa pelo coeficiente com valor igual a $-0,16$. Os níveis piezométricos situam-se numa faixa praticamente constante e independente, qualquer que seja a espessura das rochas básicas da Formação Serra Geral na região.

Deve-se considerar que, após a perfuração do poço, o nível piezométrico encontra-se livre de um confinamento que as rochas básicas eventualmente poderiam lhe impor. Este aspecto da coleta dos dados justifica, em parte, esta ausência de correlação significativa entre estas duas variáveis.

* Espessura da Formação Serra Geral (m) X
vazão específica ($\text{m}^3/\text{h} \cdot \text{m}$) - Fig. 4.13.

Fig. 4.13 - Diagrama de dispersão entre as espessuras da Formação Serra Geral e as vazões específicas.

Conforme pode ser visto no gráfico de correlação e também pelo valor do coeficiente de correlação linear, não se detecta nenhum tipo de associação linear existente entre estas variáveis na região.

* Nível piezométrico (m) X vazão específica ($\text{m}^3 / \text{h} \cdot \text{m}$) - Fig. 4.14.

Fig. 4.14 - Diagrama de dispersão entre as cotas dos níveis piezométricos e as vazões específicas.

De forma similar ao topo da Formação Botucatu, os níveis piezométricos apresentam uma faixa onde se concentram as maiores vazões, que está compreendida pelas cotas de 480 e 500 metros. O coeficiente de correlação

linear, estatisticamente não significativo, indica uma ausência de relação desta natureza entre as variáveis.

4.3. ANALISE DE SUPERFICIES DE TENDENCIA

A superfície de tendência é um método de estimação global que foi utilizado nesta etapa do trabalho, para fornecer uma compreensão da tendência das variáveis estudadas, conjuntamente com os aspectos geológicos e hidrogeológicos, além de ser um suporte para uma análise mais detalhada das variações espaciais.

O grau das superfícies ajustadas foi escolhido em função do conhecimento geológico da área, do grau de dispersão das variáveis e dos objetivos perseguidos num contexto de avaliação regional.

Desta forma, adotou-se a superfície de grau 2 para as variáveis como o topo da Formação Botucatu e o nível piezométrico, uma vez que possuem baixa dispersão, comportamento regional suave e estão condicionados por uma depressão estrutural, já caracterizada na região de Ribeirão Preto, que se adequa melhor a uma superfície parabólica de grau 2.

As variáveis "espessura da Formação Serra Geral" e "vazão específica" possuem as maiores dispersões e são mais irregulares no espaço. Diante destes aspectos, decidiu-se ajustar uma superfície de grau 3, que absorve melhor estas variações e possibilita a obtenção de resíduos mais representativos das flutuações locais.

* Topo da Formação Botucatu (Fig. 4.15)

De acordo com a superfície ajustada, o topo da Formação Botucatu apresenta as maiores elevações na parte leste da área, onde ele aflora e diminui suas cotas no sentido centro-norte, para depois aumentar para oeste.

Este comportamento espacial forma uma depressão de caráter estrutural, cujo eixo maior está alinhado na direção N-S. Conjuntamente com o mapa de resíduos, deduz-se que os locais mais elevados do topo encontram-se na parte SE da área, enquanto que no centro da mesma, ligeiramente alinhado na direção W-E, encontra-se uma zona mais abatida da Formação Botucatu.

* Espessura da Formação Serra Geral (Fig. 4.16).

A Formação Serra Geral, constituída de rochas básicas de natureza intrusiva e extrusiva, apresenta, segundo a superfície ajustada, um espessamento médio no sentido sudoeste. As áreas mais espessas desta formação são visualizadas no mapa de resíduos, que mostra uma ocupação maior dos magmatitos básicos, geralmente nas áreas mais baixas da Formação Botucatu em consonância com uma correlação inversa já caracterizada.

As maiores espessuras encontram-se nas zonas oeste e sul da área, sendo notável um núcleo anormalmente espesso dessas rochas, que pode ser de natureza intrusiva,

SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE GRAU 2

MAPA DE RESÍDUOS

LEGENDA

- 470 — CURVAS DA SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE GRAU 2
- RESÍDUOS POSITIVOS : ÁREAS LOCALIZADAS ACIMA DA SUPERFÍCIE AJUSTADA
- RESÍDUOS NEGATIVOS : ÁREAS LOCALIZADAS ABAIXO DA SUPERFÍCIE AJUSTADA

0 75 150 300 m
ESCALA

Fig. 4.15 - Mapas de superfície de tendência de grau 2 e de resíduos - topo da Formação Botucatu.

SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE GRAU 3

MAPA DE RESÍDUOS

LEGENDA

— 85.5 — CURVAS DA SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE GRAU 3

RESÍDUOS POSITIVOS : ÁREAS LOCALIZADAS ACIMA DA SUPERFÍCIE AJUSTADA

RESÍDUOS NEGATIVOS : ÁREAS LOCALIZADAS ABAIXO DA SUPERFÍCIE AJUSTADA

0 75 150 300 m.
ESCALA

Fig. 4.16 - Mapas de superfície de tendência de grau 3 e de resíduos - espessura da Formação Serra Geral.

localizado no setor noroeste, junto ao contato com os arenitos da Formação Botucatu.

* Nível piezométrico (Fig. 4.17).

Segundo a análise de correlação, o nível piezométrico possui uma relação direta com o topo da Formação Botucatu. Esta associação é demonstrada no comportamento similar da superfície de grau 2 em ambas as variáveis. O nível piezométrico apresenta uma configuração cônica no espaço, cujo eixo principal está orientado na direção norte - sul, com caimento para o norte da área.

De acordo com os resíduos negativos, os locais mais rebaixados da superfície piezométrica encontram-se alinhados na direção sudoeste para nordeste. Em função do formato da superfície ajustada, os resíduos negativos do centro da área representam, na realidade, a concentração das menores altitudes do nível piezométrico. Destaca-se, conforme os resíduos positivos, a região sul com a concentração dos níveis mais elevados.

* Vazão específica (Fig. 4.18).

Através da superfície de tendência, nota-se uma faixa dos maiores valores, situados na direção norte para sudoeste, que representa uma crista da superfície cúbica ajustada. Analisando-se juntamente com o mapa de resíduos, é possível caracterizar três zonas de concentração

SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE GRAU 2

MAPA DE RESÍDUOS

LEGENDA

— 478 — CURVAS DA SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE GRAU 2

RESÍDUOS POSITIVOS: ÁREAS LOCALIZADAS ACIMA DA SUPERFÍCIE AJUSTADA

RESÍDUOS NEGATIVOS: ÁREAS LOCALIZADAS ABAIXO DA SUPERFÍCIE AJUSTADA

0 75 150 300 m
ESCALA

Fig. 4.17 - Mapas de superfície de tendência de grau 2 e de resíduos - nível piezométrico.

SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE GRAU 3

MAPA DE RESÍDUOS

LEGENDA

- 5.6 — CURVAS DA SUPERFÍCIE DE TENDÊNCIA DE GRAU 3
- RESÍDUOS POSITIVOS : ÁREAS LOCALIZADAS ACIMA DA SUPERFÍCIE AJUSTADA
- RESÍDUOS NEGATIVOS : ÁREAS LOCALIZADAS ABAIXO DA SUPERFÍCIE AJUSTADA
- 0 75 150 300m.
- ESCALA

Fig. 4.18. - Mapas de superfície de tendência de grau 3 e de resíduos - vazão específica.

das maiores vazões, localizadas ao longo da referida faixa.

De acordo com a análise de correlação, as maiores vazões situam-se nas cotas intermediárias do topo da Formação Botucatu. Este aspecto pode ser confirmado, através da comparação entre os mapas de resíduos das duas variáveis.

4.4. ANALISE GEOESTATISTICA

4.4.1. ANALISE DE VARIABILIDADE

Inicialmente foram construídos os semivariogramas experimentais, a partir dos dados pontuais obtidos dos poços de captação de água subterrânea.

Devido ao fato dos poços apresentarem uma distribuição irregular em área, utilizou-se um programa que elabora os semivariogramas experimentais com determinadas tolerâncias para a direção e também para os intervalos das distâncias entre as amostras, ou seja, foi feita uma regularização da malha a partir da disposição irregular dos dados. Cada ponto do semivariograma experimental constitui-se num valor estatístico, logo o número de pares usados para seu cálculo não deve ser tão baixo a ponto de perder sua significância estatística.

Para cada variável foram construídos os semivariogramas experimentais em quatro direções, de forma a avaliar as características de variação espacial em toda a área.

O semivariograma experimental é somente reflexo do semivariograma verdadeiro e mesmo que o conjunto de dados seja bem representativo, é esperado enormes flutuações do semivariograma experimental ao redor do verdadeiro (Dowd, 1984).

Desta forma, modelar adequadamente um semivariograma experimental requer prática e cautela para evitar certos fatores que não tenham fundamento teórico e prático.

De acordo com Armstrong (1984), os problemas mais comuns observados na construção do modelo variográfico são os seguintes:

- Escolha inadequada para as classes de distâncias, que resulta em significativas discrepâncias entre os números de pares de uma classe para outra.
- Mistura de populações distintas.
- Presença de valores irreais ou acentuada assimetria na distribuição dos dados.
- Emprego de cálculos errados (matemáticos) no tratamento dos dados.

Exceção aos problemas inerentes à construção dos semivariogramas, todos os demais podem ser identificados na estatística descritiva dos dados.

Assim, com base no conhecimento geológico da área e na avaliação prévia da distribuição das variáveis, da correlação e da análise de tendência, foi efetuada a análise de variabilidade.

* Espessura da Formação Serra Geral

Regionalmente, a espessura da Formação Serra Geral aumenta nos sentidos oeste e sudoeste, conforme já analisado nas superfícies de tendência. Este aspecto refletiu-se na presença de um "drift" no semivariograma da direção nordeste, que absorveu as mudanças gradativas da espessura. Para as demais direções variografadas não se observou, ao menos na escala deste trabalho, algum tipo de "drift" relevante.

Desta forma, com exceção da direção nordeste, que apresentou um aumento constante das semivariâncias, todas as demais direções comportaram-se como um modelo estacionário de segunda ordem, ou seja, a variância inicia-se baixa, que aumenta progressivamente com as distâncias que separam as amostras, até atingir um patamar de estabilização, que representa a dispersão absoluta.

Este aspecto demonstra uma boa estruturação espacial desta variável, onde o caráter aleatório é baixo, representado pela pequena descontinuidade que o conjunto das curvas experimentais apresentam na origem (efeito de pepita).

O modelo mais adequado para representar as

principais características de todas as curvas experimentais, é o do tipo esférico e isotrópico, cujos parâmetros encontram-se na Fig. 4.19.

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right] \text{ para } h < 3,5 \text{ km}$$

$$\gamma(h) = C_0 + C \text{ para } h \geq 3,5 \text{ km}$$

$$\text{onde: } C_0 = 60 \text{ m}^2$$

$$C = 1800 \text{ m}^2$$

$$a = 3,5 \text{ km}$$

Fig. 4.19 - Semivariogramas da variável "espessura da Formação Serra Geral" (área: Ribeirão Preto -SP).

* Topo da Formação Botucatu

Os semivariogramas apresentam uma ascensão linear em todas as direções até uma distância que cobre 50 % da área. A partir de 4.5 quilômetros notou-se a separação em dois grupos de direções, com comportamento distinto quanto à variabilidade. As direções noroeste e leste-oeste progridem com elevada variabilidade comparadas às direções nordeste e norte-sul, que mantêm uma ascensão mais suave.

Esta feição anisotrópica do tipo geométrico ou similar está provavelmente associada às mudanças bruscas que ocorrem nas cotas do topo da Formação Botucatu, quando aflora na parte leste da área. Assim, a partir de uma certa distância, estas mudanças começam a afetar os semivariogramas que as cruzam, refletindo nas semivariâncias e no comportamento das curvas experimentais.

A descontinuidade na origem é relativamente baixa, com efeito de pepita da ordem de 250 m^2 . Estabelecendo-se uma relação com a variância absoluta, o efeito de pepita relativo é da ordem de 0,15, que representa uma componente aleatória pequena.

O modelo isotrópico e linear pode ser considerado representativo até uma distância de 4,5 quilômetros, expresso pela função linear da Figura 4.20.

Modelo linear + efeito de pepita:

$$\gamma(h) = C_0 + m(h)$$

onde:

$$C_0 = 300 \text{ m}^2$$

$$m = 345 \text{ m}^2 / \text{km}$$

Fig. 4.20 - Semivariogramas da variável "topo da Formação Botucatu" (área: Ribeirão Preto - SP).

* Nível piezométrico.

Estes semivariogramas apresentam uma evidente anisotropia do tipo geométrica que separa em comportamentos distintos as direções variografadas (Fig. 4.21).

Com base na análise de superfície de tendência, nota-se que o nível piezométrico apresenta uma faixa rebaixada com orientação nordeste. Desta forma, os semivariogramas efetuados nas direções nordeste e norte-sul refletem esta constância das baixas cotas piezométricas, com uma progressão suave das semivariâncias.

As direções de maior variabilidade, que estão situadas a noroeste e leste-oeste da área cortam praticamente a tendência regional da superfície piezométrica, gerando um aumento das semivariâncias. Este aspecto evidencia a presença de um "drift" na função semivariograma.

A componente aleatória é relevante para esta variável, cujo efeito de pepita estimado é de cerca de 180 m². Em comparação com a dispersão absoluta, obtem-se um efeito de pepita relativo superior a 0,3, que reflete um caráter aleatório significativo no comportamento da variável.

Esta relativa ausência de continuidade espacial está associada aos prováveis erros do valor de nível piezométrico devido às eventuais informações imprecisas do nível estático e também da influência generalizada que existe entre os poços nas áreas de maior

concentração das perfurações.

Para ajustar um modelo geral linear e anisotrópico, procedeu-se conforme Burgess e Webster (1980 a,b). A semivariância é função das distâncias e das direções de acordo com a equação linear:

$$\gamma(h) = C_0 + w(\theta_i) h$$

As direções são fornecidas pelo ângulo θ_i , expresso por uma função senoidal:

$$w(\theta_i) = A \cos^2(\theta - \phi) + B \sin^2(\theta - \phi)$$

onde:

ϕ - é a direção de maior variabilidade = 150° .

A - é o gradiente na direção ϕ de maior variabilidade = $147 \text{ m}^2/\text{km}$.

B - é o gradiente perpendicular à direção ϕ = $27 \text{ m}^2/\text{km}$

Após a confecção dos semivariogramas para as diversas direções, chegou-se ao seguinte modelo (Fig. 4.22).

$$\gamma(h, \theta) = 130 + \left\{ 147 \cos^2(\theta - 150^\circ) + 27 \sin^2(\theta - 150^\circ) \right\} h$$

para um efeito de pepita igual a 130 m^2 .

Fig. 4.21 - Semivariogramas da variável "nível piezométrico"
(área: Ribeirão Preto - SP).

Fig. 4.22 - Modelo variográfico ajustado para o nível
piezométrico (área: Ribeirão Preto - SP)

* Vazão Específica.

A vazão específica, conforme análise básica dos dados, apresenta uma distribuição com acentuada assimetria positiva que caracteriza as distribuições lognormais (Fig. 4.23).

Para efetuar a análise variográfica, foram confeccionados inicialmente os semivariogramas para os dados originais que revelaram, para todas as direções, uma configuração típica dos modelos aleatórios, ou seja, ocorre uma flutuação constante das semivariâncias em torno do patamar da variância absoluta, sem evidências de uma correlação espacial.

Para diminuir a influência dos valores altos, trabalhou-se com os dados logaritmizados ($Y_i = \ln x_i$). Os semivariogramas esboçaram uma ligeira correlação espacial, contudo a componente aleatória é muito elevada, com efeito de pepita relativo próximo de um (1).

Esta falta de continuidade espacial da vazão específica na área pode ser atribuída aos seguintes fatores:

- A vazão específica é resultado de três medidas, que são: vazão bruta, nível estático e nível dinâmico. Para todos estes valores, existe a possibilidade de se cometer erros de medidas, que introduzem uma variação espúria no valor

final da vazão específica.

- Cada poço possui os aspectos construtivos e hidráulicos próprios, por exemplo, o tipo de fluido de perfuração utilizado, que influencia diretamente a vazão específica do poço.
- Há a possibilidade de existir uma regionalização inferior à escala em que foram elaborados os semivariogramas. Neste caso, uma continuidade da variável para distâncias menores que 800 metros não seria detectada.

Fig. 4.23 - Semivariogramas para a variável "vazão específica" (área: Ribeirão Preto - SP).

a - valores originais. b - valores logaritmizados: $Y_i = \ln x_i$

4.4.2. ESTIMAÇÃO - KRIGAGEM PONTUAL

Foi utilizado o método da krigagem pontual simples, para elaborar uma malha de 10 x 10 pontos estimados, com espaçamento de 1,3 quilômetros na direção leste-oeste e 1,4 quilômetros na direção norte-sul, que serviu de base para a confecção dos mapas de isovalores.

A krigagem está fundamentada nos modelos matemáticos dos semivariogramas, obtidos durante a análise de variabilidade, que possibilitam o cálculo dos elementos do sistema de krigagem.

O modelo anisotrópico, ajustado para a variável "nível piezométrico", apresentou problemas na adaptação do programa que executa a krigagem. Diante disso, experimentou-se um modelo do tipo linear com gradiente de $147 \text{ m}^2/\text{km}$ e efeito pepita igual a 200 m^2 , ajustado para a curva experimental de maior variabilidade. Em termos práticos, este procedimento resulta numa superfície piezométrica mais suavizada em relação ao modelo anisotrópico previamente estabelecido, fato que não terá maiores implicações numa variável da natureza do nível piezométrico.

Devido à forte componente aleatória, caracterizada na análise variográfica, não foi realizada a krigagem para a variável "vazão específica", pois não se detectou, a partir do conjunto de amostras disponíveis e na escala de trabalho em que foram efetuados os semivariogramas, uma continuidade espacial que justificasse

a aplicação da técnica geoestatística para a estimação.

Um aspecto importante a ser observado constitui-se na distribuição de freqüência dos erros da krigagem, associados aos valores estimados. Algumas características desta distribuição podem ser usadas para avaliar a estimação, destacando-se:

- valor médio deve tender a zero, à medida que aumenta a densidade de dados.
- dispersão dos erros da krigagem ser menor que a dispersão da variável regionalizada.

Para verificar a consistência dos modelos empregados na estimação, foi feito um estudo comparativo com 18 poços perfurados durante a realização deste trabalho, cujas variáveis não foram usadas para o modelamento variográfico.

Uma forma de se fazer a constatação direta dos resultados obtidos pela krigagem com os valores reais, foi através da estimação do valor das variáveis no local em que foram perfurados os poços, utilizando-se dos modelos variográficos estabelecidos sobre o conjunto de amostras original.

Os resultados podem ser examinados através dos diagramas de dispersão entre os valores reais e os estimados para cada variável, além do cálculo do coeficiente de correlação linear. Quanto maior for o grau de correlação linear de sinal positivo, mais consistentes serão os modelos

matemáticos usados na estimação, que representam a variabilidade espacial.

A seguir são apresentados os mapas de isovalores, obtidos através da krigagem pontual e seus respectivos mapas de intervalos de confiança, elaborados em função da variância de estimação. Acompanham também os mapas, os diagramas de dispersão dos resultados dos poços testes, além da distribuição de frequência dos erros da krigagem, associadas aos valores estimados.

* Topo da Formação Botucatu

A Figura 4.24 apresenta a malha de valores estimados pela krigagem, associada às curvas interpoladas, que refletem o contorno estrutural da Formação Botucatu. Nota-se que a depressão, já definida anteriormente, apresenta-se de forma irregular com alguns pontos elevados e alinhada na direção SW-NE.

A correlação obtida pela comparação entre os valores reais e os estimados, para o conjunto de poços testes, é linear, positiva e estatisticamente significativa, denotando uma estimação aceitável que pode ser otimizada (Fig. 4.25).

Os erros associados à estimação, cartografados na forma de intervalos de confiança (nível de significância igual a 95 %), são mais elevados nas extremidades da área, onde a densidade de informações é baixa (Fig. 4.26). Os erros apresentam distribuição de frequência assimétrica e positiva, cujo valor médio é da ordem de 28 m (Fig. 4.27).

Fig. 4.24 - Mapa de isovalores elaborado pela krigagem pontual para o topo da Formação Botucatu.

Fig. 4.25 - Correlação entre os dados observados do topo da Formação Botucatu com os estimados para 18 poços usados como teste.

Fig. 4.26 - Mapa de isovalores para os intervalos de confiança dos erros da krigagem associados aos valores de estimados do topo da Formação Botucatu (95 % de confiabilidade).

4.27 - Distribuição de frequência dos desvios padrão da krigagem do topo da Formação Botucatu.

* Espessura da Formação Serra Geral

O mapa de isópacas, baseado nos valores estimados e nas curvas interpoladas das rochas básicas da Formação Serra Geral, apresenta núcleos com espessuras acima da média, distribuídos pela área. Nota-se que alguns encontram-se alinhados na direção S-NE, conforme a Figura 4.28. Estas estruturas, de configuração espacial dômica, são admitidas como de caráter intrusivo por Davino et alii (1984), baseado em trabalhos, principalmente geofísicos, realizados na região.

A correlação dos valores reais com os estimados, para os dados testes, apresenta-se estatisticamente significativa, cujo coeficiente de correlação linear é igual a 0,8 (Fig. 4.29). Este teste reflete um bom ajuste dos dados estimados aos reais.

O mapa de intervalo de confiança para os valores estimados realça a parte centro-leste como a de erros mais baixos, enquanto o extremo sudoeste apresenta os valores mais altos (Fig. 4.30). A distribuição dos erros de estimação (desvios padrão) possui classe modal de 30 a 37 m e valor médio de 28,8 m (Fig. 4.31).

Fig. 4.28 - Mapa de isovalores elaborados pela krigagem pontual para a espessura da Formação Serra Geral.

Fig. 4.29 - Correlação entre os dados observados da espessura da Formação Serra Geral com os estimados para 18 poços usados como teste.

Fig. 4.30 - Mapa de isovalores para os intervalos de confiança dos erros da krigagem associados aos valores estimados da espessura da Formação Serra Geral (95 % de confiabilidade)

Fig. 4.31 - Distribuição de frequência dos desvios padrão da krigagem - espessura da Formação Serra Geral.

* Nível piezométrico

A malha de pontos estimados e curvas interpoladas define uma superfície que deve ser considerada como uma estimativa aproximada da superfície piezométrica, pois envolve níveis estáticos medidos em datas diferentes. (Fig. 4.32).

Os valores mais baixos estão situados próximo ao centro da área onde se concentram o maior número de poços de exploração, assim como no extremo nordeste, no sentido da maior drenagem da região, de forma semelhante aos estudos realizados através da Geoestatística, por Sturaro e Landim (1988).

A correlação é significativa para os dados testes, de acordo com o coeficiente linear igual a 0,77 (Fig. 4.33) e o processo de estimativa desta variável pode ser otimizado com o ajuste dos modelos anisotrópicos identificados na análise variográfica.

O mapa de intervalos de confiança, de forma semelhante às demais variáveis, possui os menores erros associados à estimativa, no centro-leste da área onde a concentração dos dados é maior (Fig. 4.34).

A distribuição de frequência dos desvios padrão é fortemente assimétrica com valor médio da ordem de 17 m (Fig. 4.35).

Fig. 4.32 - Mapa de isovalores elaborado pela krigagem pontual para o nível piezométrico.

Fig. 4.33 - Correlação entre os dados observados do nível piezométrico com os estimados, para 18 poços usados como teste.

Fig. 4.34 - Mapa de isovalores para os intervalos de confiança dos erros da krigagem, associados aos valores estimados do nível piezométrico (95 % de confiabilidade).

Fig. 4.35 - Distribuição de freqüência dos desvios padrão da krigagem do nível piezométrico.

CAPITULO 5

CONCLUSÃO

Do ponto de vista metodológico, pode-se concluir que:

A análise de superfície de tendência se revelou muito útil para uma avaliação preliminar do comportamento espacial das variáveis. Desta forma, foram obtidos subsídios para uma análise mais criteriosa da variabilidade espacial através da Geoestatística. Este aspecto enfatiza o uso da análise de tendência, como uma técnica de investigação inicial dentro de uma pesquisa mais ampla da modelagem quantitativa das variáveis regionalizadas.

Os modelos variográficos são aproximações obtidas a partir de uma determinada quantidade de informações. Com a aquisição de mais informações, novos estudos de variabilidade devem ser realizados para otimizar os modelos estabelecidos e assim gerar uma melhor compreensão do comportamento espacial das variáveis.

Com o desenvolvimento da Geoestatística, várias modificações têm sido introduzidas na sua metodologia com o intuito de absorver melhor as condições desfavoráveis em que, às vezes, encontram-se os dados, assim como o afastamento que a variável regionalizada venha a apresentar, das suposições teóricas assumidas. Especificamente para as variáveis estudadas neste trabalho, sugere-se os seguintes

métodos adaptados da krigagem:

- Krigagem Universal: para a estimação das variáveis como o topo da Formação Botucatu e o nível piezométrico, que refletiram nos semivariogramas a influência de uma componente determinística.
- Cokrigagem: Baseado no estudo de correlação efetuado, pode-se realizar uma análise mais profunda da correionalização entre as variáveis através da elaboração de semivariogramas cruzados e efetuar a estimação pelo sistema da cokrigagem.

Após estabelecido o modelo variográfico e seus parâmetros, os erros da krigagem (variância de estimação) estarão diretamente associados à configuração das amostras em área, usada para a estimação de um ponto. Portanto, boa parte da frequência dos erros da krigagem, que se apresentaram relativamente altos, deve-se à extrema irregularidade da disposição da malha de pontos (poços) original.

Em função da baixa continuidade espacial da variável "vazão específica", a superfície de tendência de grau 3 e seus resíduos constituíram-se, neste trabalho, na melhor forma de representação do comportamento espacial desta variável na região.

Do ponto de vista geológico/hidrogeológico, conclui-se que:

O topo da Formação Botucatu apresenta uma depressão na área, alongada na direção SW-NE e correlacionada ao nível piezométrico, cuja configuração está definida pelas curvas de contorno estrutural estimadas pela krigagem.

A espessura da Formação Serra Geral apresenta na área locais anormalmente espessos, caracterizados tanto no mapa de superfície de tendência quanto no mapa de isópacas estimado pela krigagem. Estes locais de maior espessura podem ser decorrentes de intrusões e/ou de basculamento de blocos dos magmatitos básicos, associados à falhas de caráter normal.

A superfície caracterizada pelas curvas de isovalores dos níveis piezométricos, deve ser interpretada como uma superfície piezométrica média e de caráter preliminar, pois envolve a coleta de medidas em anos diferentes. Nota-se, contudo, que as maiores feições são semelhantes às encontradas na piezometria, definida por Sinelli (1984), para o ano de 1983.

Em termos prospectivos, constata-se através dos diagramas de dispersão, que as maiores vazões dos poços estão situadas na média das cotas do topo da Formação Botucatu, que pode ser facilmente delimitada no mapa da krigagem.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AGTERBERG, F. P. Geomathematics: Mathematical background and Geo-Science applications. Amsterdam, Elsevier, 1974. 596 p.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W. L.; DANTAS, A. S. L.; CARNEIRO, C. D. R.; MELLO, M. S.; BISTRICHI, C. A. Mapa Geológico do Estado de São Paulo: escala 1:500.000. São Paulo, IPT, 1981. v. 1/2 (Monografias, 6).
- ARMSTRONG, M. Common problems seen in variograms Mathematical Geology, 16 (3): 305 - 313, 1984.
- BURGUESS, T. M.; WEBSTER, R. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I The semi-variogram and punctual kriging. Journal of Soil Science, 1980 a. 31: 315 - 331.
- BURGUESS, T. M.; WEBSTER, R. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II Block kriging. Journal of Soil Science, 1980 b. 31: 333 - 341.
- CASTANY, G. Traité pratique des eaux souterraines. Paris, Dunod, 1963. 657 p.
- CHAPMAN, R. P. Limitations of correlation and regression analysis in geochemical exploration. Inst. Min. Metall., Trans. Sect B, 85: 279 - 283. 1975

CLARK, I. The semivariogram - part I. Engineering & Mining Journal, 180 (7): 90 - 94, 1979 a.

CLARK, I. Practical Geoeststatistics. London, Applied Science Publishers Ltd, 1979 b. 129 p.

CLARKE, G. M.; COOKE, D. A basic course in statistics. London, Edward Arnold, 1983. 421 p.

Convênio Departamento de Água e Esgotos e Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - USP (DAERP - FFCLRP - USP)
Estudo de águas subterrâneas e superficiais da região de Ribeirão Preto, Ribeirão Preto, 1978. 114 p.
(Relatório final).

DAVID, M. Geoestatistical ore reserve estimation. Amsterdam, Elsevier, 1977. 364 p.

DAVINO, A.; SINELLI, O.; SOUZA, A.; CORREIA, C. T.
Diabásios na região nordeste da Bacia do Paraná. In:
CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982.
Anais. Salvador, SBG, 1982. v. 4, p. 1736 - 1744.

DAVINO, A.; SINELLI, O.; SOUZA, A. Predominância de formas dômicas de diabásio na área da "Depressão Periférica" da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG, 1984. vol. 5. p. 2549 - 2553.

DAVIS, J. C. Statistics and data analysis in geology. New York, John Wiley & Sons, 1986. 646 p.

- DAVIS, S. C. Statistics and data analysis in geology. New York, John Wiley & Sons, 1973. 550 p.
- DOWD, P. A. The variogram and kriging: robust and resistant estimators. In: Verly, G.; David, M.; Journel, A. G.; Marechal, A. (eds) Geostatistics for Natural Resources Characterization, Part 1. Amsterdam, D Reidel Publ. Co, 1984. p. 91 - 106.
- FULFARO, V. J.; GAMA JR, E. G.; SOARES, P. C. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. São Paulo, Consórcio CESP - IPT, 1980. 155 p. (Paulipetro, Relatório BP - 008/80).
- GARCIA, P. A. G. Geoestatística operacional. Com a colaboração de Jorge J. S. Salles. Brasília, MME - DNPM, 1988. 145 p.
- GONÇALVES, N. M. N. Estudo dos materiais superficiais da região de Ribeirão Preto - SP e suas relações com elementos morfológicos da paisagem. Dissertação de mestrado. São Paulo, USP, 1978.
- GROSSI SAD, J. H. Fundamentos sobre a variabilidade dos depósitos minerais. Com a colaboração de H. Quada. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM - Geosol, 1986. 141 p.
- HOWARTH, R. J. Mapping. In: HOWARTH, R. J. (ed). Statistics and data analysis in geochemical prospecting. Amsterdam, Elsevier, 1983. 437 p.

- HUIJBREGTS, C. J. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data. In: DAVIS, J. C. & Mc CULLAGH, M. J. (ed). Display and analysis of spatial data. New York, John Wiley & Sons, 1975. p. 38 - 53.
- ISAACS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. Spatial continuity measures for probabilistic and deterministic Geoeststatistics. Mathematical Geology, 20(4): 313 - 341, 1988.
- JOURNEL, A. G.; HUIJBREGTS, J. CH. Mining Geoeststatistics. London, Academic Press, 1978. 600 p.
- KOCK, G. S.; LINK, R. F. Statistical analysis of geological data. New York, John Wiley & Sons, 1970. 438 p.
- KRUMBEIN, W. C.; GRAYBILL, F. A. An introduction to statistical in the geological sciences. New York, McGraw - Hill, 1965. 475 p.
- LANDIM, P. M. B. Análise Estatística de Dados Geológicos. Rio Claro, UNESP, 1979. 102 p.
- LANDIM, P. M. B. Introdução à Geoestatística. Rio Claro, Laboratório de Geomatemática - UNESP, 1988. 68 p. (Publicação Didática n.º 3).
- LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWSKI, G. R.; ISOTTA, C. A. L. Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da Bacia do Paraná. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 1966. 15 (4): 79 - 91.

- MATHERON, G. Principles of Geoestistics. Economic Geology, 58: 1246 - 1266, 1963.
- MIESCH, A. T.; CONNOR, J. J. Stepwise regression and nonpolynomial models in trend analysis. Computer Contribution, Lawrence, University of Kansas. sv(27): 40 p., 1968.
- NEUMAN, S. P. Role of Geoestistics in subsurface hidrology. In: VERLY, G.; DAVID, M.; JOURNEL, A. G.; MARECHAL, A. (eds). Geoestistics for Natural Resources Characterization, Part 2. Amsterdam, D. Reidel Publ. Co., 1984. p. 787 - 816.
- OLEA, R. A. Optimum mapping techniques using regionalized theory. Kansas, Kansas Geological Survey, 1975. 137 p. (Series on Spatial Analysis, 2).
- OLEA, R. A. Systematic sampling of spatial funtions. Kansas, Kansas Geological Survey, 1984. 57 p. (Series on Spatial Analysis, 7).
- PRESTON, D. A. Fortran IV programs for sample normality tests. Computer Contribution. Lawrence, University of Kansas. sv(41): 27 p. 1970.
- RENDU, J. M. An introduction to geoestatistical methods of mineral evolution. Johannesburg, Institute Of Mining and Metallurgy, 1978. 83 p.

- SEIGNEMARTIN, C. L. Geologia de áreas urbanas: o exemplo de Ribeirão Preto, SP. Dissertação de Mestrado em Geologia. São Paulo, USP, Instituto de Geociências, 1979. v. 1, 126 p.
- SINELLI, O. Análise do nível piezométrico nos últimos 50 anos - Município de Ribeirão Preto (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGUAS SUBTERRANEAS, 3., Fortaleza, 1984. Anais. Fortaleza, ABAS, 1984. v. 1, p. 450 - 462.
- SINELLI, O. Agua subterrânea no município de Ribeirão Preto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. Anais. São Paulo, SBG, 1971 a. v. 2., p. 17 - 34.
- SINELLI, O. Considerações gerais sobre a tectônica no município de Ribeirão Preto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. Anais. São Paulo, SBG, 1971 b. v. 2, p. 145 - 151.
- SINELLI, O.; DAVINO, A.; SOUZA, A.; GONÇALVES, N. M. M.; TEIXEIRA, J. A. Hidrogeologia da região de Ribeirão Preto (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGUAS SUBTERRANEAS, 1. Recife, 1980. Anais. Recife, ABAS, 1980. p. 319 - 335.
- SOARES, P. C. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Aracaju, 1973. Anais. Aracaju, SBG, 1973a. v. 1. p. 107 - 121.

SOARES, P. C. O mesozóico gondwânico no Estado de São Paulo.

Tese de Doutorado em Geologia. Rio Claro, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, 1973b. 152 p.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste.

In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Aracaju, 1973.

Anais. Aracaju, SBG, 1973. v. 1, p. 243 - 256.

SOARES, P. C.; SINELLI, O.; PENALVA, F.; WERNICK, E.; SOUZA,

A.; CASTRO, P. R. M. Geologia do Nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28.,

Aracaju, 1973. Anais. Aracaju, SBG, 1973. v.1, p. 209 -

229.

SOULIE, M. Geoestatistical applications in geotechnics.

In: Verly, G.; David, M. ; JOURNAL, A. G.; MARECHAL, A.

(eds). Geoestatistics for Natural Resources

Characterization, Part 2. Amsterdam, D. Reidel Publ. Co.,

1984. p 703 - 730.

STURARO, J. R.; LANDIM, P. M. B. Estudo do nível

piezométrico pela análise geoestatística. Revista

Geociências, UNESP, Rio Claro. No prelo.

VERLY, G.; DAVID, M.; JOURNAL, A. G.; MARECHAL, A. (eds)

Geoestatistics for Natural Resources Characterization.

Amsterdam, D. Reidel Publ. Co., 1984. 2 vols.

VIOTT, A; ROPERS, M.; CASTRO, C. G. J.; AISSAMI, D. H.;

XAVIER, J. A. P.; STURARO, J. R. Relatório do poço 2-CB-1-SP - Cuiabá Paulista n.º 1. Relatório interno Paulipetro, 1981. (inédito).

YAMAMOTO, J. K. Representações Gráficas Espaciais em Geologia - Aplicações no Complexo Alcalino de Anitópolis. Dissertação de Mestrado em Geologia. São Paulo, USP, Instituto de Geociências, 1986. 167 p.

APÊNDICE

A: Programa em HPL que confecciona semivariogramas para dados distribuídos irregularmente em área.

B: Programa em HPL que elabora uma malha de pontos estimados através da Krigagem Simples.

A: SEMI-VARIOGRAMA PARA MALHA COM DISPOSIÇÃO IRREGULAR

```

0: wtb 606,27,38,107,48,83;wtb 606,27,38,97,55,53,77
1: dsp "SEMI-VARIOGRAMA: MALHA IRREGULAR";stp
2: dsp "Autor:J.R.STURARO- 03.02.1986";wait 500
3: wtb 606,27,38,107,49,83
4: fmt 1,x,"SEMI-VARIOGRAMA BI-DIMENSIONAL",;wrt 606.1
5: fmt 2,/x,"MALHA IRREGULAR",2/;wrt 606.2
6: dim T$[160],S$[3],W$[1],Q$[6]
7: ent "TITULO DO PROJETO?",T$;wrt 606,T$
8: ent "Numero de Dados?",N;if flg13;cfg 13;gto +0
9: dim DIN,31,B$[4],C$[3]
10: ent "Dados ja gravados (S/N)?",S$;if flg13;cfg 13;gto +0
11: if cap(S$)="S";gto 20
12: for I=1 to N
13: ent DII,11
14: ent DII,21
15: ent DII,31;next I
16: enp "Mudancas?",I;if flg13;gto +13
17: enp "Linha?",I;if flg13;gto +0
18: enp "Coluna?",J;if flg13;gto +0
19: enp DII,J1;gto +0;if not flg13;gto -3
20: ent "Dados em fita ou disco (D/F)?",W$;if flg13;cfg 13;gto +0
21: if cap(W$)="F";gto +5
22: ent "N.o do drive",T
23: ent "Nome do arquivo",Q$
24: asgn Q$,1,T
25: sread 1,D1$1;gto +4
26: ent "Numero do track, 0 ou 1?",r1;if flg13;cfg 13;gto +0
27: ent "Numero do Arquivo com dados?",r2;if flg13;cfg 13;gto +0
28: trk r1;fdf r2;ldf r2,D1$1
29: wtb 606,27,38,107,50,83
30: ent "No. DIRECOES?",E;if flg13;cfg 13;gto +0;wrt 606
31: ent "No. INCREMENTOS POR DIRECAO?",A;if flg13;cfg 13;gto +0
32: dim FIE1,QIE1,RIE1,TIE*A1,UIE*A1,VIE*A1
33: ent "DISTANCIA BASICA?",B;if flg13;cfg 13;gto +0
34: ent "INTERVALO PARA DISTANCIA?",C;if flg13;cfg 13;gto +0
35: dsp "ENTRAR COM AS DIRECOES";stp
36: for I=1 to E
37: ent FIII;if flg13;gto +0
38: next I
39: ent "INTERVALO PARA ANGULO?",D;if flg13;cfg 13;gto +0
40: for I=1 to E
41: cos(FIII)→QIII
42: sin(FIII)→RIII
43: next I
44: cos(D)→S
45: for I=1 to A×E
46: 0+TIII+UIII+VIII
47: next I
48: DIN,31→X
49: DIN,31↑2→Y
50: for I=1 to N-1
51: if DII,31<0;gto +0
52: DII,31+X→X
53: DII,31↑2+Y→Y
54: I+1→K
55: for J=K to N
56: if DIJ,31<0;gto 75

```

```

57: DIJ,11-DII,11→Z
58: DIJ,21-DII,21→G
59: (Z↑2+G↑2)↑.5→H
60: if H<B/2;gto +14
61: int(H/B+.5)→r0
62: abs(H-r0*B)→r1
63: if r0>A or r1>C;gto +12
64: for L=1 to E
65: (Z*QIL1+G*RIL1)/H→r2
66: if abs(r2)>=S;gto +3
67: next L
68: gto +7
69: r0+A*(L-1)→r3
70: Tlr31+1→Tlr31
71: Ulr31+H→Ulr31
72: Vlr31+.5*(DIJ,31-DII,31)↑2+Vlr31
73: gto +2
74: dsp I,J,"ponto proximo";wait 10
75: next J
76: next I
77: (Y-X↑2/N)/N→Y
78: X/N→X
79: for I=1 to A*E
80: if TIII=0;gto +3
81: UIII/TIII→UIII
82: VIII/TIII→VIII
83: next I
84: fnt 1,3/,10x,"No MAXIMO de INCREMENTOS :",f5.0,z;wrt 606.1,A
85: fnt 2,/ ,10x,"INCREMENTO BASICO",f8.2,z;wrt 606.2,B
86: fnt 3,/ ,10x,"INTERVALO P/ DISTANCIA",f8.2,z;wrt 606.3,C
87: fnt 4,/ ,10x,"No de DIRECOES",f5.0,z;wrt 606.4,E
88: fnt 5,/ ,10x,"INTERVALO DO ANGULO",f3.0,z;wrt 606.5,D
89: fnt 6,4/,10x,"No DE OBSERVACOES",f5.0,z;wrt 606.6,N
90: fnt 7,/ ,10x,"MEDIA",f8.2,z;wrt 606.7,X
91: fnt 8,/ ,10x,"VARIANCIA",f8.2,z;wrt 606.8,Y
92: fnt 9,4/;wrt 606.9
93: 0→J→I
94: "A";
95: if I=A*E;dsp "FIM";fnt 30/;wrt 606;gto 109
96: 0→K
97: J+1→J
98: fnt 4/,70"-",/,15x,"DIRECAO",3x,f8.2,z;wrt 606,FIJ]
99: fnt 2/;wrt 606
100: fnt 12x,"DISTANCIA",5x,"SEMI-VARIG.",5x,z;wrt 606
101: fnt "DISTANCIA MEDIA",5x,"No. PARES",/;wrt 606
102: "B";
103: I+1→I
104: K+1→K
105: fnt 12x,f7.2,8x,e10.4,z;wrt 606,K*B,VIII
106: fnt 6x,f10.3,5x,f9.0;wrt 606,UIII,TIII
107: if K=A;gto "A"
108: gto "B"
109: ent "GRAFICO NO PLOTTER?(S/N)",B$
110: if cap(B$)="N";gto +44
111: ent "Ymin?",0
112: ent "Ymax?",P
113: ent "intervalo de Y(i-1)?",F
114: ent "Xmax?",Q
115: ent "No. de Pontos?",Z
116: dsp "PREPARE O PLOTTER!(cnt)";stp

```

```

117: scl 0,Q,0,P
118: fxd 1;line
119: xax 0,B,0,Q,1
120: yax 0,F,0,P,1
121: ent "ORDEM DA DIRECAO(1,2,3ou4)?",R
122: line R+1;dsp "Troque a pena";stp
123: R*A+V
124: R*A-A+1+R
125: plt B,VIR1,1
126: for I=1 to Z-1
127: dsp B*(I+1),VIR+I1;wait 5
128: if VIR+I1>P;gto 132
129: plt B*(I+1),VIR+I1,2
130: next I
131: pen
132: ent "Outra Direcao?(S/N)",S$
133: if cap(S$)="S";gto 121
134: pen# 2;plt 0,0,1
135: ent "RANGE?",A
136: ent "SILL",C
137: for H=0 to A by .2
138:  $C(3*H/(2*A)-H^3/(2*A^3)) \rightarrow Y$ 
139: plt H,Y
140: next H
141: plt Q,Y;pen
142: ent "Quer ajustar outra curva?",C$
143: if C$="SIM";gto 135
144: pen# 1;plt 2B,P,1
145: lbl "Semivariograma ( malha irregular )"
146: plt 2B,P-2/3*F,1
147: lbl "Variavel:";lbl T$
148: plt 2B,P-6.7/5*F,1
149: lbl "Range:";lbl A
150: lbl " Sill:";lbl C
151: pen;plt -1.5*B,P-F,1;lbl "G(h)"
152: plt Q-2B,-F,1;lbl "h"
153: plt 2B,-1.5*F,1
154: lbl "Laboratorio de Geomatematica DCGA UNESP Campus de Rio Claro"
155: pen;dsp "FIM";end

```

*31883

B: KRIGAGEM PONTUAL SIMPLES

```

0: dsp "KRIGAGEM PONTUAL SIMPLES: ISOTROPICO";stp
1: dsp "Autor: J.R.STURARO 12.03.1987";wait 1000
2: wtb 606,27,38,107,49,83
3: fnt 1,"Estimacao Pontual por Krigagem",/;wrt 606,1
4: dim T$[40],S$[11],A$[11],K$[6],B$[11]
5: ent "Titulo do Projeto?";T$;wrt 606,T$
6: ent "Numero Total de Amostras?";N
7: ent "Coordenadas:Origem(SW) do Mapa?";X,Y
8: ent "Dimensoes da Malha: Eixo XeY?";r1,r2
9: ent "N.o de Pontos ao Longo de XeY?";r3,r4
10: ent "Modelo:Esferico(E),Linear(L)?";S$
11: if cap(S$)="L";gto +4
12: ent "Efeito Pepita?";P
13: ent "Valor do Sill?";S
14: ent "Valor do Range?";R;gto +4
15: ent "Efeito Pepita?";P
16: ent "Inclinacao da Funcao Linear?";L
17: ent "Vizinhanca p/ Estimacao?";R
18: ent "N.o de Dados Maximo p/ Krigeagem?";A
19: wtb 606,27,38,107,50,83
20: fnt 2/,5x,"Numero Total de Amostras:";f6.0;wrt 606,N
21: fnt 5x,"Coordenadas da Origem(SW) do Mapa:";f10.2,2x,f10.2;wrt 606,X,Y
22: fnt 5x,"Dimensao da Malha ao Longo de XeY:";f10.2,2x,f10.2;wrt 606,r1,r2
23: fnt 5x,"Numero Maximo de Valores p/ Krigeagem:";f6.0;wrt 606,A
24: if cap(S$)="L";gto +5
25: fnt 2/,5x,"MODELO VARIOGRAFICO: ESFERICO";wrt 606
26: fnt 5x,"Valor do Efeito Pepita:";f10.2;wrt 606,P
27: fnt 5x,"Valor do Sill:";f10.2;wrt 606,S
28: fnt 5x,"Valor do Range:";f10.2;wrt 606,R;gto +4
29: fnt 2/,5x,"MODELO VARIOGRAFICO: LINEAR";wrt 606
30: fnt 5x,"Inclinacao da Funcao Linear:";wrt 606,L
31: fnt 5x,"Vizinhanca p/ Estimacao:";wrt 606,R
32: dim A[A+1],B[A,3],C[A,A],D[N,3],E[A+1,A+1],G[A+1],T[1,A+1]
33: dim P[r3*r4,4],U[1],W[A+1]
34: dsp "Colocar Disco c/ Dados(0)";stp
35: ent "Nome do Arquivo?";K$
36: asgn K$,1,0;sread 1,D[1]
37: ent "Impressao dos Dados,S/N?";A$
38: if cap(A$)="N";gto +7
39: fnt 3/,25x,"MATRIZ DE DADOS",/;wrt 606
40: fnt 22x,"X",9x,"Y",9x,"Z",/;wrt 606
41: for I=1 to N
42: fnt 11x,f3.0,x,3f10.2;wrt 606,I,D[I,1],D[I,2],D[I,3]
43: next I
44: 0+Q
45: for M=1 to r3
46: for O=1 to r4
47: Q+1+Q
48: X+(M-1)*r1+r1+r5
49: Y+(O-1)*r2+r2+r6
50: R+r9
51: 0+J
52: for K=1 to N
53: I((D[K,1]-r5)^2+(D[K,2]-r6)^2)+r8
54: if r8>r9;gto +6
55: J+1+J
56: if J>A;r9*.8+r9;gto -5

```

```

57: DIK,11→BII,11
58: DIK,21→BII,21
59: DIK,31→BII,31
60: next K
61: if J=0;r5→PIQ,11;r6→PIQ,21;0→PIQ,31→PIQ,41;goto 140
62: rdm CIJ,J1
63: for K=1 to J
64: for I=1 to J
65:  $I((BIK,11-BII,11)^2+(BIK,21-BII,21)^2)→CIK,I1$ 
66: next I
67: next K
68: rdm AIJ1
69: for K=1 to J
70:  $I((BIK,11-r5)^2+(BIK,21-r6)^2)→AIK1$ 
71: next K
72: goto +12
73: fmt 3/,25x,"MATRIZ DA DISTANCIAS",/;wrt 606
74: for I=1 to J
75: fmt 3x,f5.0,z;wrt 606,I
76: next I;fmt /;wrt 606
77: for K=1 to J
78: fmt 3x,f5.0,3x,z;wrt 606,K
79: for I=1 to J
80: fmt ,f10.2,z;wrt 606,CIK,I1
81: next I
82: fmt ,f10.2;wrt 606,AIK1
83: next K
84: for K=1 to J
85: for I=1 to J
86: if cap(S#)="L";goto +2
87:  $S*(1.5*CIK,I1/R-.5*(CIK,I1/R)^3)→CIK,I1$ ;goto +2
88:  $L*CIK,I1→CIK,I1$ 
89: next I
90: if cap(S#)="L";goto +2
91:  $S*(1.5*AIK1/R-.5*(AIK1/R)^3)→AIK1$ ;goto +2
92:  $L*AIK1→AIK1$ 
93: next K
94: goto +12
95: fmt 3/,25x,"MATRIZ DAS SEMIVARIANCIAS",/;wrt 606
96: for I=1 to J
97: fmt 3x,f5.0,z;wrt 606,I
98: next I;fmt /;wrt 606
99: for K=1 to J
100: fmt 3x,f5.0,3x,z;wrt 606,K
101: for I=1 to J
102: fmt ,f10.2,z;wrt 606,CIK,I1
103: next I
104: fmt ,f10.2;wrt 606,AIK1
105: next K
106: J+1→V
107: rdm EIV,V1
108: for I=1 to J
109: for K=1 to J
110:  $CI1,K1→EII,K1$ 
111: if I=J;1→EII+1,K1
112: next K
113: 1→EII,K1
114: next I
115: 0→EIV,V1
116: rdm GIV1

```

```

117: for I=1 to J
118: A[I,I]→G[I,I]
119: next I
120: I→G[I,V]
121: rdn W[I,V]
122: inv E→E
123: mat E×G→U
124: gto +5
125: fnt 3/,25x,"VETOR DE PESOS",/;wrt 606
126: for I=1 to J
127: fnt ,f10.4,z;wrt 606,W[I,I]
128: next I
129: 0→F
130: for I=1 to J
131: B[I,3]×W[I,I]+F→F
132: next I
133: rdn T[I,V]
134: trn W→T
135: mat T×G→U
136: r5→P[I,Q,1]
137: r6→P[I,Q,2]
138: F→P[I,Q,3]
139: U[I,1]→P[I,Q,4]
140: next Q
141: next M
142: ent "Malha de Pontos Estimados(S/N)",B#
143: if cap(B#)="N";dsp "FIM";end
144: dsp "ACERTE ESCALA DO PLOTTER";stp ;fxd 0
145: r1×r3+r1+X→r10
146: r2×r4+r2+Y→r11
147: scl X,r10,Y,r11
148: xax Y,1,X,r10,2
149: yax X,1,Y,r11,2
150: plt r10,Y,1
151: plt r10,r11,2
152: plt X,r11,2;pen
153: for I=1 to r3×r4
154: plt P[I,1],P[I,2],1;lb1 "."
155: plt P[I,1]-.2,P[I,2]-.3,1;lb1 P[I,3]
156: next I
157: ent "Malha de Erros da Krigeagem?(S/N)",B#
158: if cap(B#)="N";dsp "FIM";end
159: dsp "PREPARE O PAPEL NO PLOTTER!";stp
160: scl X,r10,Y,r11
161: xax Y,1,X,r10,2
162: yax X,1,Y,r11,2
163: plt r10,Y,1
164: plt r10,r11,2
165: plt X,r11,2;pen
166: for I=1 to r3×r4
167: plt P[I,1],P[I,2],1;lb1 "."
168: if P[I,4]<0;dsp "VARIANCIA NEGATIVA";stp
169: plt P[I,1]-.2,P[I,2]-.3,1;lb1 P[I,4]
170: next I
171: end
*3877

```