



Revista Brasileira de Geografia Física



Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

Heterogeneidade da rugosidade em terrenos complexos e implicações para o aproveitamento eólico

Thiago Lobão Cordeiro¹; Arcilan Trevenzoli Assireu²; Nandamudi Lankalapalli Vijaykumar³; Ramon Moraes de Freitas⁴; Reinaldo Roberto Rosa³

¹ Discente do Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos – UNIFEI, Itajubá-MG. thiagolc21@gmail.com; ² Prof. do Inst. de Recursos Naturais – UNIFEI. assireu@gmail.com; ³ Prof. do Laboratório Associado de Computação e Matemática Aplicada – INPE, São José dos Campos-SP. vijay.nl@inpe.br, rrosa.inpe@gmail.com; ⁴ Pesquisador da Camargo Schubert Engenharia Eólica – C&S, Curitiba-PR. aeroramon@gmail.com.

Artigo recebido em 08/12/2015 e aceito em 30/04/2016

RESUMO

A demanda para a produção de energia renovável e de baixo impacto ambiental cresce a cada ano e, com isso, há também o aumento do interesse em turbinas eólicas de pequena escala a serem instaladas em relevos complexos que inclui áreas onde montanhas afetam o padrão de vento, como em grandes sistemas aquáticos localizados em regiões de planaltos. A influência da complexidade do relevo e da intensidade de turbulência foi investigada pela aplicação do método de Análise por Padrões de Gradientes em um modelo digital de elevação e uma série de dados histórica da direção e velocidade do vento. Os resultados indicaram que os padrões de fluxos são extremamente complexos e variam significativamente dependendo da direção do fluxo em sentido contrário. Esta variabilidade também torna difícil definir um plano zero de deslocamento ou um comprimento de rugosidade para um determinado ponto de medição, o que compromete a utilização do modelo de extrapolação vertical do vento baseado no coeficiente de rugosidade fixo.

Palavras-chave: GPA. Rugosidade do relevo. Aproveitamento eólico.

Heterogeneity of roughness in complex terrains and implications for wind power

ABSTRACT

As the demand for environmentally friendly energy production grows, there is also an increased interest in small scale wind turbines located in more complex relief that includes areas where mountains affect the wind pattern, as in large inland aquatic system localized close to hills. Influence of complex relief on the turbulence intensity was investigated by means of time series of the wind direction and speed and digital elevation model. The results indicated that the flow patterns are highly complex and vary significantly depending on the direction of the oncoming flow. This variability also makes it difficult to define a general zero plane displacement height or a roughness length for a certain measuring point. The resulting consequence for the usual one-dimensional wind profiles models are then pointed out.

Keywords: GPA. Roughness of the relief. Wind power.

Introdução

Para que se possa descrever, modelar e prever o comportamento do vento e da turbulência em diferentes escalas é de fundamental importância o conhecimento a respeito das características aerodinâmicas que está intimamente associado às condições morfométricas locais, em especial em regiões de relevo complexo.

Um relevo plano influencia os níveis de turbulência ao longo do perfil vertical do vento em menor grau do que formas de relevo mais complexas, como por exemplo, depressões e terrenos montanhosos (Manwell, 2009).

Essa influência da superfície atuando como sumidouro de *momentum* do vento é denominado rugosidade do terreno, parametrizado pelo comprimento da rugosidade (z_0), formalmente caracterizado como a altura a partir do solo onde a velocidade do vento é igual a zero (Martins *et al.*, 2008).

O conhecimento das características aerodinâmicas locais é fundamental para descrever a dispersão de poluentes (Formenti *et al.*, 2001), o conforto térmico em grandes cidades (Grimmond e Oke, 1999) e de igual importância para o aproveitamento eólico (Assireu *et al.*, 2011).

O aproveitamento eólico, sobretudo na porção continental, tem se concentrado em extensas áreas planas, onde o tipo de cobertura da superfície é o que influencia o escoamento do vento. Desta forma, a rugosidade da superfície, quantificada a partir de métodos Morfométricos (Manwell, 2009; Wieringa, 1993) e baseados em perfis de vento medidos a partir de torres meteorológicas, conhecido como método Micrometeorológico (Colin e Fraive, 2010), são adequados para a quantificação das influências do terreno no escoamento superficial do vento. Enquanto métodos morfométricos (Geométricos) buscam relacionar parâmetros aerodinâmicos com parâmetros associados à morfometria superficial, ou seja, ao tipo de cobertura da superfície, métodos micrometeorológicos (Anemométricos) usam observações de vento ou turbulência para determinar parâmetros aerodinâmicos, nas quais são incluídas relações teóricas derivadas de perfis logarítmicos de vento (Grimmond e Oke, 1999). Porém, a mensuração destes parâmetros de rugosidade é considerada difícil e desprovida de consenso metodológico. Isto, somado ao fato de que em áreas de relevo complexo, tais como as tipicamente encontradas no entorno dos reservatórios situados em regiões de planalto, faz com que os parâmetros morfométricos do relevo sejam dominantes para o escoamento do vento em detrimento ao tipo de cobertura.

Desde a década de 60 tem havido interesse pela quantificação da rugosidade do relevo (HOBSON, 1967; STONE e DUGUNDJI, 1965), sendo diversos os métodos para calcular sua rugosidade, bem como também suas definições e aplicações.

Grohmann (2008) apresenta diferentes abordagens feitas ao estudo da rugosidade do relevo em Geociências, com métodos baseados em curvas de nível, razão de áreas, orientação de vetores, dispersão de valores, análise de Fourier, geoestatística, análise de imagens e em dimensão fractal. Sampaio (2008) propõe uma metodologia para quantificar a rugosidade do relevo com base em imagens SRTM, chamado de Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) do relevo, no qual, através do atributo de declividade derivado das informações presentes na imagem SRTM, é aplicado o estimador geoestatístico de densidade por Kernel, na tentativa de identificar unidades homogêneas do relevo. Alguns estudos foram realizados ao possuir como base o ICR, atingindo resultados satisfatórios na caracterização de unidades geomorfológicas (Nascimento *et al.*, 2010; Silveira *et al.*, 2012; Sampaio e Augustin, 2014).

Em terrenos complexos, onde a variabilidade do terreno se apresenta em diferentes escalas,

métodos de reconhecimento de padrão apresentam grande potencial enquanto quantificadores da rugosidade do relevo representados em Modelos Digitais de Elevação (MDE). Assireu *et al.* (2004) utilizaram uma técnica baseada no coeficiente de Assimetria Gradiente (G_{1A}) através do método de Análise dos Padrões do campo Gradiente (Gradient Pattern Analysis – GPA), que se mostrou eficiente para quantificar o nível de complexidade do entorno dos reservatórios.

O GPA caracteriza padrões de variabilidade e tem sido utilizado como método na caracterização de regimes complexos em diversos estudos (maiores detalhes vide Rosa *et al.*, 1999 e Assireu *et al.*, 2002). Desenvolvido para caracterizar turbulência em sistemas de plasma (Rosa *et al.*, 1998), o método também foi utilizado para analisar séries temporais de dados de derivadores lançados no oceano (Assireu *et al.*, 2002), na caracterização de controles geomorfológicos que afetam reservatórios hidroelétricos (Assireu *et al.*, 2004), na caracterização de padrões de estrutura porosa de silício (Baroni *et al.*, 2006), na caracterização e detecção de desflorestamento na Amazônia (Freitas, 2007) e na análise de séries temporais meteorológicas de um reservatório tropical (Valério *et al.*, 2012). Em trabalho recente, Freitas (2012) apresentou um aperfeiçoamento no cálculo do coeficiente G_{1A} , ao deixá-lo mais simples e computacionalmente mais rápido.

A turbulência no escoamento do vento é uma variação da velocidade do vento em uma determinada escala de tempo que pode ocorrer através do atrito com a superfície terrestre (relevo e cobertura do solo) ou por efeitos térmicos resultantes das diferenças de temperatura (movimento de células convectivas), geralmente ambos estão interligados. Visto que a turbulência se apresenta de forma irregular, torna-se necessário recorrer a técnicas estatísticas para descrever e analisar tais perturbações ocorridas no escoamento do vento. O modo mais comum é através do cálculo da Intensidade de Turbulência (IT).

Tendo em vista investigar a influência do relevo para o escoamento do vento em terrenos complexos, foi aplicado sobre o MDE/SRTM o método de reconhecimento de padrão, baseado no coeficiente de Assimetria Gradiente (G_{1A}), e a consequente resposta do vento foi diagnosticada a partir da IT ao longo da rosa dos ventos.

Ressalta-se a importância de mais um campo de aplicação do método GPA, desenvolvido por Rosa *et al.* (1998), ao possuir como base MDEs – SRTM. O trabalho é também motivado pela possibilidade de implementação de parques eólicos em reservatórios de hidroelétricas, onde, segundo

Assireu *et al.* (2011) e Pimenta e Assireu (2015), apresenta um perfil de complementaridade para a geração de energia, viabilizando a economia de água no reservatório e melhorando a garantia de energia em períodos de seca e de possíveis cenários de mudança climática.

Material e métodos

Área de estudo

A área de estudo contempla o Reservatório Hidrelétrico de Itumbiara (UHE Itumbiara) e seu entorno. Está localizado sob a coordenada 18° 25' S e 49° 06' W, na divisa dos estados de Minas Gerais e Goiás entre os municípios de Araporã (MG), no Triângulo Mineiro, e Itumbiara (GO) (Figura 1).

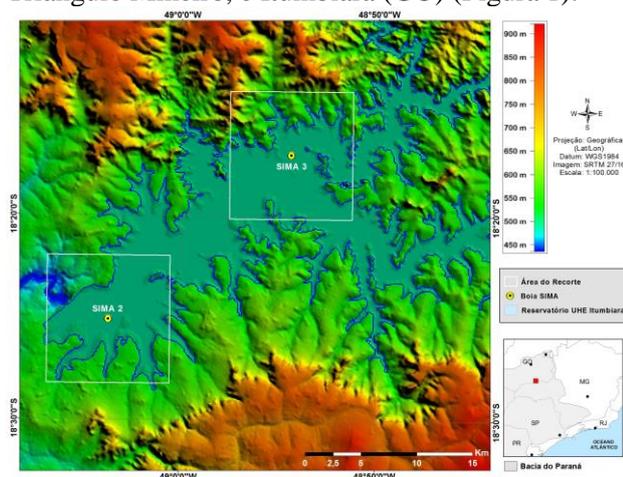


Figura 1 – Localização da área em estudo.

A escolha do reservatório da UHE Itumbiara ocorreu em função de sua importância na geração de energia elétrica, se destacando no conjunto dos grandes reservatórios situados no país, além da disponibilidade de uma base de dados sólida adquiridas *in situ*; também por apresentar características de relevo típicas, encontradas em outros reservatórios de planalto, como forma alongada e relevo disposto ao longo do eixo principal.

O reservatório de Itumbiara foi formado pelo represamento do Rio Parnaíba, inundando também parte dos seus dois principais afluentes, o rio Corumbá (GO) e o rio Araguari (MG). Possui forma dendrítica, com 778 km² de área inundada e 17 bilhões de m³ de volume de água (FURNAS, 2014).

O período de enchente vai de Novembro a Maio e o de vazante de Junho a Outubro, com variações no nível d'água de até 10m ao longo do ano (Curtarelli, 2012).

A UHE de Itumbiara é a maior usina em capacidade de geração de energia do Sistema Furnas, com capacidade instalada de 2.082 MW em operação desde 1980 (FURNAS, 2014). Está localizada no trecho da bacia do rio Parnaíba, classificado como Médio Parnaíba, integrando um sistema de usinas

hidrelétricas dispostos em cascata ao longo de todo o curso do rio Parnaíba e, posteriormente, no rio Paraná, na união com o rio Grande, na divisa dos estados de Minas Gerais, São Paulo e Mato Grosso do Sul, sendo uma região do país de elevado potencial hidrelétrico.

O bioma no qual a área de estudo está inserida é o cerrado, caracterizado como uma formação do tipo savana tropical de acentuada sazonalidade e antropismo, composto por um complexo vegetacional com formações campestres, savânicas e florestais (Sano *et al.*, 2007).

Conforme a classificação de Köppen, o clima na região se caracteriza por um regime tropical com dois períodos bem definidos, uma estação seca entre os meses de abril e setembro e uma estação chuvosa que se estende de outubro a março, com precipitação média mensal de 2 mm no período de seca e 315 mm no período chuvoso (Curtarelli, 2012). A velocidade média do vento varia entre 1,6 e 2,0 m/s na estação chuvosa e chega a 3,0 m/s na estação seca, com direção do vento preferencialmente do setor sudeste (Alcântara *et al.*, 2010; Amarante *et al.*, 2010).

O relevo da região é caracterizado pela presença de planaltos com escarpas e planícies (Ab'saber, 2003), a altitude da área de estudo varia de 435 m a 920 m.

Dados de vento medidos no reservatório de Itumbiara

Os dados de intensidade e direção do vento correspondem ao período entre 01 de Março de 2010 a 28 de Fevereiro de 2011 para a boia SIMA 2 e entre 27 de Abril de 2010 a 28 de Fevereiro de 2011 para a boia SIMA 3, adquiridos a cada 1h através do Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental (SIMA). O SIMA é um sistema automático de coleta de dados e monitoramento de sistemas hidrológicos, composto por uma boia toroidal ancorada e instrumentada com sensores meteorológicos e limnológicos (STECH *et al.*, 2006). No reservatório da UHE de Itumbiara, existem duas boias SIMA fundeadas em pontos distintos, a boia SIMA 2 encontra-se mais próxima a barragem do reservatório e a boia SIMA 3 no interior do reservatório próxima a antiga desembocadura do rio Corumbá.

Imagem SRTM

Foi adquirida a versão 4 das imagens SRTM (JARVIS *et al.*, 2008) correspondente a cena 27/16. No mosaico disponibilizado pelo CGIAR Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI) sob o domínio srtm.csi.cgiar.org/. As imagens SRTM possuem projeção Geográfica (Lat/Lon), com datum horizontal WGS84 e vertical EGM96, adquiridas em formato TIFF (.tif).

Os valores de altitude podem ser obtidos de formas distintas, entre as quais, por meio de imagens de sensores orbitais. Destacam-se os dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com resolução espacial de 3 arco-segundos (aprox.. 90m na linha do equador) (Jarvis *et al.*, 2008), disponibilidade gratuita, de fácil manipulação, cobertura quase global e também por apresentar melhores resultados quanto a sua precisão cartográfica (Chagas *et al.*, 2010; Miceli *et al.*, 2011).

O método GPA aplicado ao MDE

O método GPA consiste do principio de que a complexidade de um padrão espacial é caracterizada pela sua falta de simetria e grau de fragmentação (Assireu *et al.*, 2004). Para caracterizar a falta de simetria e o grau de fragmentação é utilizado o operador de Fragmentação Assimétrica (FA), denominado de coeficiente de Assimetria Gradiente (G_{1A}) (Rosa *et al.*, 2003). Essa técnica consiste em gerar campos vetoriais, a partir de matrizes numéricas, após a remoção dos vetores simétricos e consideração apenas dos vetores assimétricos (Figura 2) (Rosa *et al.*, 1999).

A Figura 2 traz o número de vetores do campo gradiente representada pela letra V e o número de vetores assimétricos pela letra L. A simples comparação entre V e L não permite distinguir a complexidade presente em cada matriz. Deste modo, Rosa *et al.* (1999) demonstram a necessidade de uma operação para distinguir estas matrizes, conectando os pontos resultantes dos vetores assimétricos, através da Triangulação de Delaunay (Berg *et al.*, 2008) (Figura 3).

Portanto, I representa o número de conexões geradas pela triangulação de Delaunay, sendo diretamente proporcional ao nível de desordem espacial do campo gradiente, ou seja, quanto maior o número de I, maior é a complexidade da matriz em análise. A medida de assimetria que define o parâmetro G_{1A} é a diferença de I – L normalizada por L, representada por:

$$G_{1A} = \frac{(I-L)}{L} \quad (I \geq L > 0) \quad (1)$$

Freitas (2012) apresenta uma forma mais simples e computacionalmente mais rápida de calcular o coeficiente G_{1A} , mencionando a não obrigatoriedade de realizar a triangulação. Segundo o autor, o fato de existir uma relação do envelope convexo com o número de conexões da triangulação de Delaunay, dispensa a necessidade de realizar a triangulação. O supracitado autor ressalta que em duas matrizes com núcleos distintos, mas com a

mesma borda e números iguais de vetores assimétricos, os valores de G_{1A} serão os mesmos. Na tentativa de eliminar ou pelo menos minimizar a influencia da borda no resultado do G_{1A} , este autor propõe a utilização do coeficiente G_{1A} em sub-matrizes de 3x3 elementos analisando, desta forma, a distribuição do G_{1A} na escala mais fina possível. Esta última versão do operador foi utilizada no presente trabalho.

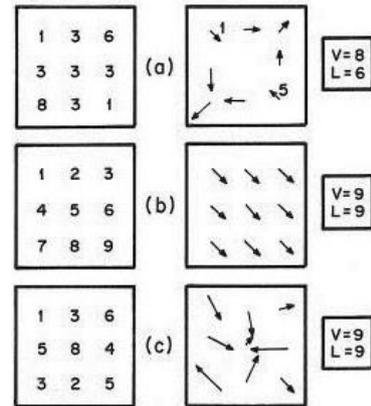


Figura 2 – Vetores do campo de gradiente.

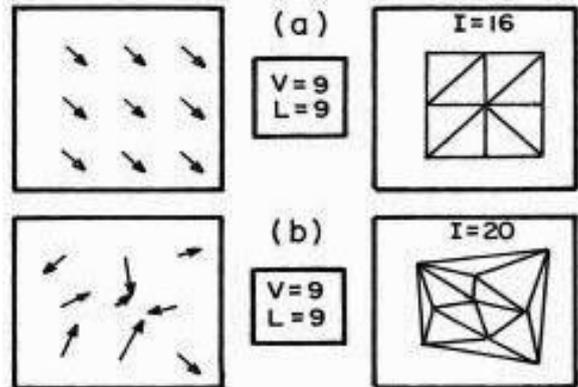


Figura 3 – Triangulação de Delaunay.

Para cada boia SIMA (2 e 3), foi elaborado um recorte no MDE/SRTM de 125 Linhas (L) x 125 Colunas (C), com as respectivas boias centralizadas no recorte, ou seja, o pixel central de cada recorte corresponde a localização das boias SIMA. O cálculo do G_{1A} foi realizado em janelas moveis de 3x3 (sub-marizes), onde, para cada janela, foi obtido um valor de G_{1A} , a resultar em uma imagem referente a cada recorte, em que os valores presentes nos pixels correspondem aos valores do G_{1A} . A partir disto, foi possível classificar a imagem em três classes de Assimetria – Baixa, Média e Alta – conforme um range de valores possíveis do G_{1A} na escala 3x3 demonstrado na Tabela 1.

Os valores de G_{1A} iguais ou próximos de zero apresentam uma série de dados homogênea, simétrica. O aumento dos valores de G_{1A} iguais ou

maiores do que 1,0 (um) reflete a complexidade da série de dados analisada, caracterizada pela quebra de simetria do campo gradiente. Quanto maior forem as variações dos valores presentes na matriz de análise, no caso valores de altitude, mais assimétrica será essa matriz, refletida em variações constantes de cotas de altitude e conseqüentemente maior complexidade do relevo em questão.

A intensidade de turbulência (IT)

É a medida básica para mensurar turbulência no escoamento do vento. É definida pela razão entre o desvio padrão da velocidade do vento e a velocidade média do vento, conforme equação 2:

$$IT = \frac{\sigma_u}{U} \quad (2)$$

Em que σ_u é o desvio padrão da velocidade do vento e U a média da velocidade do vento (Manwell, 2009).

Os valores do desvio padrão e velocidade média do vento foram calculados em um período de tempo de uma hora, embora o ideal fosse a cada 10 minutos, impossível aqui por conta do intervalo amostral dos dados. Apesar disso, os valores de IT apresentados em forma de um gráfico polar, tem a capacidade de indicar a direção na qual o vento se apresenta mais turbulento, com isso cria-se condições para relacionar com os setores de maior ou menor concentração das classes de Alta, Média ou Baixa Assimetria indicadas pela imagem classificada dos valores de G_{1A} para cada estação anemométrica estudada.

Para elaborar o gráfico polar foi encontrada a direção predominante do vento para cada dia de dados analisado, com isso foi associado a IT daquele dia a direção predominante do vento para o mesmo dia em questão, fazendo com que o gráfico polar de IT siga o preceito da rosa dos ventos, onde cada ponto presente está associado a uma direção cardinal.

Resultados e discussão

Quantificação da rugosidade

A classificação das imagens resultantes dos valores do G_{1A} para o recorte das áreas referente às boias SIMA 2 e 3, são apresentadas nas Figuras 4 e 5, respectivamente, onde a classificação em baixa, média e alta assimetria segue a Tabela 1.

Na classe de Baixa Assimetria, apesar do agrupamento de alguns valores do G_{1A} , a frequência do G_{1A} nulo (igual à zero) foi de 99% para os dois recortes referentes às boias SIMA. Sendo assim, praticamente tudo o que aparece classificado nas imagens das Figuras 4 e 5, referente à classe de Baixa Assimetria, corresponde ao valor nulo do G_{1A} , ou

seja, regiões de complexidade nula, simétricas. A Tabela 2 apresenta a frequência dos valores do G_{1A} para cada recorte.

Tabela 1 – Classes de assimetria com base nos valores possíveis de G_{1A} na escala 3x3 conforme, Freitas (2012).

G _{1A} 3X3	Classes de Assimetria		
0,0000 0,4000 0,5714 0,6000	} → BAIXA		
0,7143 0,7778 0,8000 0,8571 0,8889		} → MÉDIA	
1,0000 1,1111 1,1429 1,2222 1,3333			} → ALTA

Tabela 2 – Frequência dos valores do G_{1A} em escala 3x3 referente as boias SIMA 2 e 3.

G _{1A} 3x3	SIMA2			SIMA3			Classes de Assimetria
	Contagem (pixels)	%	% Classe	Contagem (pixels)	%	% Classe	
0,0000	6788	99,24		8035	99,10		Baixa
0,2000	1	0,01		0	0,00		
0,2500	1	0,01		3	0,04		
0,3333	2	0,03		0	0,00		
0,4000	3	0,04		3	0,04		
0,4286	1	0,01	44,48	0	0,00	52,73	
0,5000	7	0,10		3	0,04		
0,5556	1	0,01		0	0,00		
0,5714	8	0,12		10	0,12		
0,6000	1	0,01		2	0,02		
0,6667	27	0,39		52	0,64		
0,7143	40	1,88		32	1,37		Média
0,7778	289	13,56		437	18,75		
0,8333	3	0,14	13,86	3	0,04	15,16	
0,8571	19	0,89		26	1,12		
0,8889	1780	83,53		1835	78,72		
1,0000	3317	51,79		2900	58,74		Alta
1,1111	2394	37,38	41,66	1682	34,07	32,11	
1,2222	625	9,76		329	6,66		
1,3333	69	1,08		26	0,53		

Áreas de baixa assimetria correspondem a relevos menos rugosos, de baixa complexidade e, conseqüentemente, menor variação das cotas de altitude. Tais condições, em termos de aproveitamento eólico, apresentam potencial reduzido para causar turbulência no escoamento superficial do vento quando comparados a áreas de alta assimetria, com variações elevadas e constantes das cotas de altitude.

Nas imagens classificadas observam-se áreas com baixa assimetria fora do limite do lago. Nas imagens SRTM, corpos d'água de proporção equivalente ou maior a resolução do pixel de aproximadamente 90m, são representados por um único valor de cota de altitude, interpretado como baixa ou nula assimetria pelos operadores do G_{1A} . A captura de áreas no entorno do reservatório com os

mesmos valores do G_{1A} para os corpos d'água, evidencia um importante resultado no uso do método GPA para a análise da complexidade de matrizes representativas do relevo.

Com o método demonstrou-se ser possível à identificação de áreas de baixa complexidade em locais onde a simples inspeção visual do MDE não possibilita tal identificação. O método mostrou-se mais sensível e robusto na identificação de áreas de baixa complexidade e, conseqüentemente, menor rugosidade do relevo devido à baixa variação das cotas de altitude. O ganho principal está mais na identificação destas áreas de baixa complexidade do que na identificação de áreas de alta complexidade, devido justamente a sensibilidade presente no método GPA frente aos dados do MDE SRTM.

Os valores utilizados na elaboração das classes de assimetria foram definidos por Freitas (2012), com base em matrizes canônicas. Quando aplicado a dados correspondentes de elementos reais provenientes da aleatoriedade da natureza, como são as matrizes representativas do relevo, oriundas das imagens SRTM, resulta em aumento das variações dos valores na matriz de análise, colaborando para o resultado de valores altos do G_{1A} .

Neste caso, fica evidente o nível de complexidade dos valores presentes nas matrizes analisadas, mesmo que na menor janela de análise possível (3x3). Este fato é o principal responsável pela grande cobertura da classe de Alta assimetria, correspondente aos maiores valores possível do G_{1A} encontrados na escala 3x3.

Deste modo, a melhor forma de análise e ganho real está na observação das áreas classificadas como de Baixa assimetria, na associação destas áreas com relevos menos complexos, de menor rugosidade.

A isotropia apresentada pelos gráficos de Intensidade de Turbulência (IT) para as duas boias SIMA (2 e 3) (Figura 4 e 5, respectivamente). É explicada pelo fato de que as boias encontram-se fundeadas dentro do lago do reservatório, a uma distância considerável das margens (~ 1km). Este regime de baixa assimetria no entorno destes pontos equivalem à homogeneidade espacial dos coeficientes de rugosidade, o que resultou na esperada isotropia confirmada nas Figuras (4 e 5).

As rosas dos ventos (Figuras 4 e 5) indica a predominância absoluta dos ventos de direção leste, associado ao alinhamento ao longo do eixo principal de convergência do vento proporcionada por condições orográficas favoráveis. Apesar disso, os níveis de turbulência para as diferentes direções mantiveram-se isotrópico, conforme mostrado nas referidas Figuras. Este fato indica que a rugosidade do entorno (neste caso, baixa rugosidade associada à

água) foi mais determinante para o regime dos ventos do que as direções e intensidades predominantes do vento.

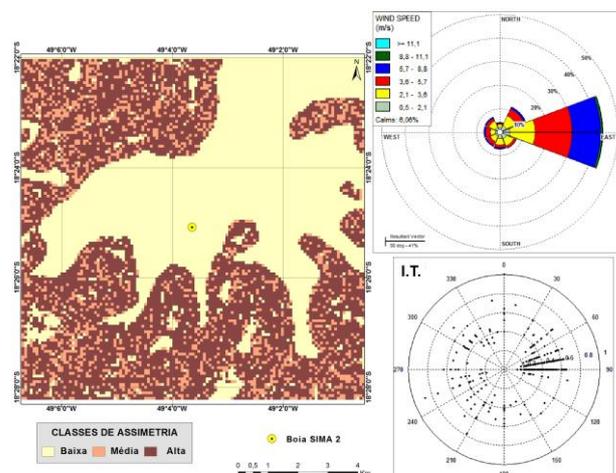


Figura 4 – Intensidade de turbulência SIMA 1.

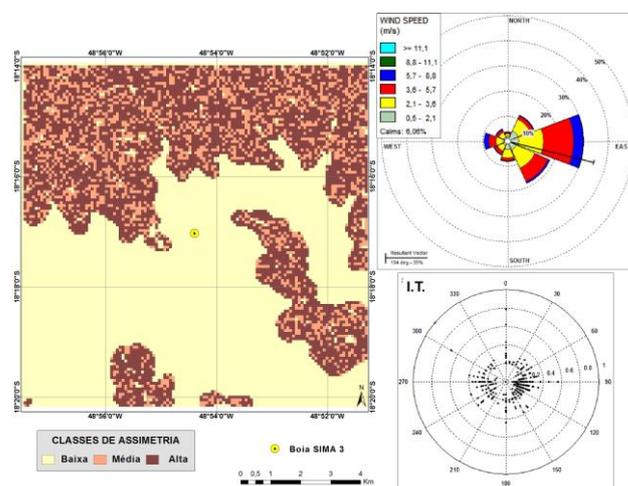


Figura 5 – Intensidade de turbulência SINA 2.

Devido ao comportamento isotrópico apresentado nos gráficos polares para ambas as boias SIMA, a comparação da IT com o mapa de classes resultante dos valores do G_{1A} fica prejudicado ao ponto de se chegar a conclusões elementares. Mas ainda assim, estabelece indícios de convergência entre as direções com as maiores IT e as áreas com as maiores concentrações de classe de média e alta assimetria, ou seja, regiões de maior complexidade do relevo.

Implicações para os modelos de extrapolação vertical do vento

As análises discutidas acima, aplicadas a casos onde o terreno no entorno do anemômetro apresenta grande complexidade topográfica (Figura 6), resultou em anisotropia refletida no IT (Figura 6). Em termos práticos, no contexto de escoamento do vento, significa que o vento interagirá de forma diferente com o relevo dependentemente da direção

de onde sopra. Isto tem implicações para os modelos de extrapolação vertical do vento, conforme será discutido a seguir.

A escassez de torres anemométricas, com medidas em diferentes alturas tem como alternativa a utilização de modelos teóricos para estimativas do perfil do vento a partir de medidas realizadas próximas a superfície, por estações meteorológicas convencionais. Um modelo simples e amplamente utilizado é o perfil logarítmico dado por (Manwell et al., 2009).

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \cdot \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right] \quad (3)$$

Onde a velocidade do vento u na altura z é determinada pela velocidade de atrito u_* , e pelo comprimento de rugosidade aerodinâmico z_0 . Neste caso, k denota a constante de von Karman (tomado como 0,4). Assim, se a velocidade do vento é conhecida a uma altura, o perfil de velocidade vertical do vento é determinado a partir de z_0 . Note que, ao contrário do que foi observado para as medidas de vento realizadas no ambiente aquático, marcada por baixa assimetria de cotas no entorno, e onde z_0 poderia ser assumido homogêneo, a consideração de valores constantes de z_0 na Equação 3, para o caso da Figura 6, levaria a erros nas estimativas do perfil vertical da velocidade do vento. Assim, no caso exemplificado pela Figura 6, a heterogeneidade do relevo e a isotropia verificada nos valores de IT indicam que nestes terrenos, a Equação (3) deveria ser acrescida de um termo que leve em conta a dependência do coeficiente de rugosidade (z_0) com a direção do vento (θ), o que resultaria em $u(z, \theta)$.

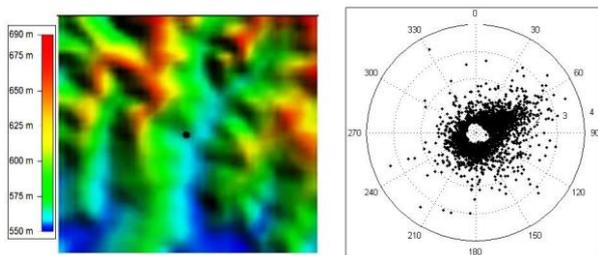


Figura 6 – Heterogeneidade do relevo e a isotropia.

Conclusões

As análises baseadas no Índice de Turbulência em conjunto com os operadores morfométricos aqui utilizados, aplicados sobre dados de vento medidos no reservatório, indicaram um campo isotrópico, o que indica que na parte central dos reservatórios as perturbações dos ventos devido ao relevo adjacente são minimizadas. Em contrapartida, ao se considerar medidas de vento realizadas em terreno com pronunciada assimetria,

tendo-se como referência a posição do anemômetro, conclui-se que a anisotropia de rugosidade, que equivale a não homogeneidade no coeficiente de rugosidade (z_0), compromete a utilização do modelo de extrapolação vertical do vento baseado em (z_0) fixo.

Sugere-se como trabalho futuro a utilização dos dados SRTM com resolução de 30m, disponível a partir do início de 2015. Recomenda-se a análise sazonal do vento para o cálculo da IT, ao possibilitar observar as possíveis diferenças no comportamento do vento durante a noite e o dia para a área de estudos.

Agradecimentos

O primeiro autor agradece ao apoio financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) através da concessão de bolsa de estudo e ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos (MEMARH/UNIFEI). Os autores agradecem ao apoio institucional da Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Referências

- Ab'sáber, A. N. 2003. Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 159 p.
- Alcântara, E. H.; Stech, J. L.; Lorenzetti, J. A.; Bonnet, M. P.; Casamitjana, X.; Assireu, A. T.; Novo, E. M. L. M. 2010. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. Remote Sensing of Environment 114, 2651-2665.
- Amarante, O. A. C. Do; Da Silva, F. De J. L.; De Andrade, P. E. P. 2010. Atlas eólico: Minas Gerais. Cemig.
- Assireu, A. T.; Rosa, R. R.; Lorenzetti, J. A.; Vijaykumar, N. L.; Rempel, E. L.; Ramos, F. M.; Sá, L. D. A.; Bolzan, M. J. A.; Zanandrea, A. 2002. Gradient pattern analysis of short nonstationary time series: an application to Lagrangian data from satellite tracked drifters. International Journal of Modern Physica D, 397-403.
- Assireu, A. T.; Lorenzetti, J. A.; Novo, E. M. L. M.; Stech, J. L.; Braga, C. Z. F.; Lima, I. B. T. 2004. Aplicação do Operador de Fragmentação Assimétrica (FA) na caracterização de controles geomorfológicos em reservatórios hidroelétricos. Revista Brasileira de Geociências 32, 501-508.
- Assireu, A. T.; Pimenta, F.; Souza, V. 2011. Assessment of the wind power potential of hydroelectric reservoir. In: Enner H. Alcântara.

- (Org.). Energy Resources: Development, Distribution, and Exploitation 1, 1-30.
- Baroni, M. P. M. A.; Rosa, R. R.; Silva, A. F.; Pepe, I.; Roman, L. S.; Ramos, F. M.; Ahuja, R.; Persson, C.; Veje, E. 2006. Modeling and gradient pattern analysis of irregular SFM structures of porous silicon. *Microelectronics Journal* 37, 290-294.
- Berg, M. De; Cheong, O.; Kreveld, M. Van; Overmars, M. 2008. Computational geometry: algorithms and applications. Berlin: Springer-Verlag, 3ª rev. ed., 386p. Disponível em: <www.cs.uu.nl/geobook/>. Acesso em: 14 nov. 2013.
- Colin, J.; Fraive, R. 2010. Aerodynamic roughness length estimation from very high-resolution imaging LIDAR observations over the Heihe basin in China. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 2661 – 2669.
- Curtarelli, M. P. 2012. Estudo da influência de frentes frias sobre a circulação e os processos de estratificação e mistura no reservatório de Itumbiara (GO): um enfoque por modelagem hidrodinâmica e sensoriamento remoto. 140f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Formenti, P.; Andreae, M.O.; Cafmeyer, J.; Maenhaut, N.; Holben, B.N.; Lange, L.; Roberts, G.; Artaxo, P.; Lelieveld, J. 2001. Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large – Scale Biosphere – Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) – Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in march 1998. *Journal of Geophysical Research* 106, 14.919 – 14.934.
- Freitas, R. M. 2007. Técnicas de análise de séries temporais aplicadas à detecção de desflorestamento em tempo real. 2007. 194f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Freitas, R. M. 2012. Laboratório virtual para visualização e caracterização do uso e cobertura da terra utilizando imagens de sensoriamento remoto. 2012. 255f. Tese (Doutorado em Computação Aplicada) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: www.urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BDRG5P. Acesso em: 16 jan. 2014.
- Furnas Centrais Elétricas. 2014. Parque gerador: usina hidrelétrica de Itumbiara. Disponível em: <www.furnas.com.br/hotsites/sistemafurnas/usina_hidr_itumbiara.asp>. Acesso em: 6 jun. 2014.
- Grimmond, C. S. B.; Oke, T. R. 1999. Aerodynamic Properties of Urban Areas Derived from Analysis of Surface Form. *Journal of Applied Meteorology* 38, 1262-1292.
- Grohmann, C. H. 2008. Análise digital de terreno do centro-leste brasileiro. 2008. 189f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Hobson, R. D. 1967. FORTRAN IV programs to determine the surface roughness in topography for the CDC 3400 computer. *Computer Contribution State Geol. Survey Kansas*, 14: p.1-28.
- Jarvis, A.; Reuter, H.I.; Nelson, A.; Guevara, E. 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4: available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database. Washington-DC, Disponível em: <www.srtm.csi.cgiar.org>. Acesso em: 18 mai. 2013.
- Manwell, J. F.; Mcgowan, J. G.; Rogers, A. L. 2009. Wind energy explained: theory, design and application. Wiltshire: Wiley, 2ª ed, 689p.
- Martins, F. R.; Guarnieri, R. A.; Pereira, E. B. 2008. O aproveitamento da energia eólica. *Revista Brasileira de Ensino de Física* 30, 1304-1/1304-13.
- Miceli, B. S.; Dias, F. De M.; Seabra, F. M.; Dos Santos, P. R. A.; Fernandes, M. Do C. 2011. Avaliação vertical de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) em diferentes configurações topográficas para médias e pequenas escalas. *Revista Brasileira de Cartografia*, Rio de Janeiro, n.63/01, p.191-201, (ISSN 0560-4613).
- Nascimento, E. R.; Dos Reis Neto, J. M.; Rebelo, A. M. De A. 2010. Aplicação do índice de concentração da rugosidade do relevo no entendimento do nível de exposição dos sistemas cársticos ocorrentes na região norte do município de Curitiba, PR. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 11, 61-68.
- Rosa, R. R.; Sharma, A. S.; Valdivia, J. A. 1998. Characterization of localized turbulence in plasma extended systems. *International Journal of Modern Physica* 257, 509-514.
- Rosa, R. R.; Sharma, A. S.; Valdivia, J. A. 1999. Characterization of asymmetric fragmentation patterns in spatially extended systems. *International Journal of Modern Physics C* 10, 147-163.
- Rosa, R. R.; Campos, M. R.; Vijaykumar, N. L.; Fujiwara, S.; Sato, O. T. 2003. Gradient pattern analysis of structural dynamics: application to molecular system relaxation. *Brazilian Journal of Physics* 33, 605-610.
- Sampaio, T. V. M. 2008. Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem – uma proposta baseada na análise

- da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente - ES. 147f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte.
- Sampaio, T. V. M.; Augustin, C. H. R. R. 2014. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 15, 47-60.
- Sano, E. E.; Rosa, R.; Brito, J. L. S.; Ferreira, L. G. Mapeamento de cobertura vegetal do bioma cerrado: estratégias e resultados. *Embrapa Cerrados: Planaltina/DF*, p. 33, 2007.
- Silveira, R. M. P.; Silveira, C. T.; Oka-Fiori, C. 2012. Análise digital do relevo empregada no mapeamento de unidades geomorfológicas. *Revista Geografar* 7, 43-68, dez.
- Stech, J. L.; Lima, I. B. T.; Novo, E. M. L. M.; Silva, C. M.; Assireu, A. T.; Lorenzetti, J. A.; Carvalho, J. C.; Barbosa, C. C.; Rosa, R. R. 2006. Telemetric monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. *Proceedings of the International Association of Theoretical and Applied Limnology* 29, 1747-1750.
- Stone, R. O.; Dugundji, J. 1965. A study of microrelief – its mapping, classification and quantification by means of a Fourier analysis. *Engineering Geology* 1, 89-187.
- Valério, A. M.; Kampel, M.; Assireu, A. T.; Stech, J. L. 2012. The asymmetric fragmentation operator applied to meteo-limnological time series in a tropical reservoir. *Ecological Informatics* 8, 29-36.
- Wieringa, J. 1993. Representative roughness parameters for homogeneous terrain. *Bound.-Layer Meteorology* 63, 323-363.