



Estudo da Separação do Geoide e do Quase Geoide no Estado do Rio Grande do Sul

Study of Separation of Geoid and Quasigeoid in the State of Rio Grande do Sul

Susana Amaral Torres ¹, Sergio Florencio de Souza ² e Rodrigo Ferraz ³

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre/RS, Brasil.
susana.amto@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5765-3780>

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre/RS, Brasil.
sergio.florencio@ufrgs.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4720-6714>

³ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre/RS, Brasil.
rferraz1980@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1989-1424>

Recebido: 11.2022 | Aceito: 07.2023

Resumo: Em 2018, o IBGE alinha-se às recomendações internacionais determinando as chamadas altitudes normais. Em razão disso, criou-se a necessidade de modelar a Separação entre Geoide e Quase Geoide (SGQG) para permitir a conversão entre altitudes normais e ortométricas para os países que optarem por utilizar-se desta última. Esse estudo se propõe avaliar o valor da SGQG a partir das diferenças entre as altitudes ortométrica e normal. Para o desenvolvimento deste estudo foram utilizados: dados altimétricos e dados gravimétricos; mapa de densidades das massas topográficas derivadas a partir do mapa geológico; bem como os coeficientes do Modelo Global do Geopotencial EGM2008. A metodologia consiste em calcular e avaliar a altitude ortométrica obtida a partir do número geopotencial, com o valor da densidade topográfica lateral constante e variável; determinar a SGQG a partir da diferença entre as altitudes ortométrica e normal, e verificar as discrepâncias em relação a SGQG obtida a partir da diferença entre a anomalia de altitude e da ondulação geoidal do modelo EGM2008. Os resultados mostram que a SGQG apresenta uma variação entre -6 cm a 10 cm, sendo que as discrepâncias maiores são observadas no município de São José dos Ausentes e adjacências. A negligência da omissão dos efeitos da densidade topográfica lateral na determinação da altitude ortométrica foi estimada em 2 cm. Os resultados mostraram a necessidade da efetiva incorporação das variações das densidades das massas topográficas aos cálculos da SGQG, quando se almeja a determinação das altitudes ortométricas.

Palavras-chave: Altitude Normal. Altitude Ortométrica. Separação entre Geoide e Quase Geoide.

Abstract: In 2018, the IBGE aligns itself with international recommendations by determining the so-called normal heights. As a result, the need to model the Separation between Geoid and QuasiGeoid (SGQG) was created to allow the conversion between normal and orthometric heights for countries that choose to use the latter. This study proposes to evaluate the value of the SGQG, from the differences between the orthometric and normal heights. For the development of this study were used: altimetric data and gravimetric data; density map of topographic masses derived from the geological map; as well as the coefficients of the Global Geopotential Model EGM2008. The methodology consists of calculating and evaluating the orthometric height obtained from the geopotential number, with the value of the constant and variable lateral topographic density; determine the SGQG from the difference between the orthometric and normal heights, and verify the discrepancies in relation to the SGQG obtained from the difference between the height anomaly and the geoid undulation of the EGM2008 model. The results show that the SGQG presents a variation between -6 cm to 10 cm, with the largest discrepancies are observed in the municipality of São José dos Ausentes and its surroundings. The neglect of omitting the effects of lateral topographic density in determining of orthometric height was estimated at 2 cm. The results showed the need for the effective incorporation of variations in the densities of topographic masses to the SGQG calculations, when the determination of orthometric heights is desired.

Keywords: Normal Height. Orthometric Height. Separation between Geoid and QuasiGeoid.

1 INTRODUÇÃO

Uma rede altimétrica com informações precisas, principalmente quanto à compatibilidade das mesmas em nível internacional, constitui uma importante necessidade dentro da modernização da componente vertical do sistema geodésico. Os sistemas altimétricos podem ser definidos genericamente como um sistema unidimensional métrico no qual se quantifica a separação de duas superfícies de referência, segundo uma determinada direção específica. Na abordagem convencional dos problemas de Geodésia Física, é necessário conhecer a densidade das massas externas ou fazer suposições a respeito. Para evitar isso, Molodenski, em 1945, introduziu a concepção do sistema de altitude normal (HEISKANEN; MORITZ, 1967; HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005).

A diferença entre as superfícies de referência para altitudes ortométricas e altitudes normais, que também pode ser definida pela Separação entre Geoide e Quase Geoide (SGQG), é normalmente da ordem de alguns decímetros; mas pode chegar a quase 4 m em casos extremos, como, por exemplo, de acordo com o estudo realizado por SCHWABE, HORWATH e SCHEINERT (2016), na região da Cordilheira do Himalaia. O conhecimento dessa diferença com precisão centimétrica ou melhor, é essencial para modernização do sistema altimétrico de qualquer país, incluindo o Brasil.

De acordo com Sánchez et al. (2013) a definição do novo sistema de referência vertical do Sistema de Referência Geodésico para as Américas (SIRGAS) é idêntica à definição do *International Height Reference System* (IHRIS) dado pela Resolução nº 1 de 2015 da Associação Internacional de Geodésia (IAG, 2015). A realização do novo sistema de referência vertical do SIRGAS deve ser uma densificação regional da realização do Sistema de Referência de Altitude Internacional, o *International Height Reference Frame* (IHRF). Ainda de acordo com essa resolução deve estar referenciado ao valor de W_0 convencional, ser dado por altitudes físicas apropriadas e estar associada a uma época de referência específica. A respectiva superfície de referência (geoide ou quase geoide) deve ser determinada de maneira unificada em todo o continente. Para atender essas especificações o Brasil realizou em 2018 o reajustamento da rede Altimétrica, o que possibilitou determinar o número geopotencial para todas as referências de níveis e, assim, calcular as altitudes normais. O problema em determinar a separação entre as altitudes ortométrica e normal é o mesmo que determinar a diferença entre o geoide e o quase geoide. De acordo com Ferreira, Freitas e Heck (2011), uma questão amplamente discutida entre os geodestas seria qual altitude física é mais apropriada: Normal ou Ortométrica. Independente de qual o sistema de altitude adotado pelos países, no Brasil, o sistema adotado foi o de altitude normal. Para realizar a conversão entre sistemas de altitudes diferentes de forma adequada, faz-se necessário conhecer os efeitos que alteram a sua determinação.

Nesse contexto, o objetivo principal deste estudo consiste em analisar a separação entre o geoide e o quase geoide para o estado do Rio Grande do Sul, a partir da análise das diferenças entre as altitudes ortométrica e normal.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Segundo Blitzkow, Campos e Freitas (2004), a seleção do tipo de altitude a ser usada e a escolha da superfície de referência são primordiais em aplicações práticas da altimetria. Sendo assim, pode-se distinguir dois tipos fundamentais de altitudes: altitudes geométricas, que não são vinculadas ao campo da gravidade terrestre; e as altitudes físicas, que são ligadas ao conceito físico do campo de gravidade, podendo ou não ter também uma interpretação geométrica associada (SÁNCHEZ, 2002; GEMAEL, 2012).

Segundo Dalazoana (2001, 2005), o sistema altimétrico clássico de Stokes, que se utiliza das ondulações geoidais (N) e da altitude ortométrica (H), depende do *datum* vertical nacional e das linhas de nivelamento e distribuição de massas topográficas, bem como o Nível Médio do Mar (NMM) coincidente com o geoide no seu ponto origem. Conforme Santos e Escobar (2000), o método de Stokes é necessário que o potencial anômalo seja uma função harmônica no espaço exterior às massas topográfica, assim as massas externas ao geoide devem ser removidas. De acordo com Dalazoana (2001, 2005), as massas topográficas O sistema altimétrico atual vale-se de tecnologias inovadoras, tais como: Modelos Globais do Geopotencial, Problema de valor de contorno da geodésia na forma fixada e altimetria com *Global Navigation Satellite*

Systems (GNSS), independente do nivelamento. Os aspectos atuais da definição do *datum* vertical são: NMM é diferente do geóide global (W_0), a diferença entre o NMM e o geóide é chamada de Topografia do Nível Médio do Mar (TNMM ou SSTop - *Sea Surface Topography*), a TNMM varia globalmente em até ± 2 m, em função de fenômenos meteorológicos e oceanográficos (HEISKANEN; MORITZ, 1967; FOROUGHII et al., 2017; LUZ, 2008). A partir de 30 de julho de 2018 o IBGE adota a altitude normal (H^*) e, conseqüentemente, a anomalia de altitude (ζ).

Segundo o IAG (2015), Associação Internacional de Geodésia (IAG - *International Association of Geodesy*), a busca pela definição de um Sistema de Referência Internacional para Altitudes (IHRS - *International Height Reference System*) deve ser realizada tomando-se como referência uma superfície equipotencial do campo da gravidade com valor de geopotencial $W_0 = 62.636.853,4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, observando-se as seguintes particularidades diferentes de cada país: níveis de referência; *data* verticais; mareógrafos; registros do Nível Médio do Mar (NMM); e, metodologias de levantamento. As altitudes normais se mantêm relacionadas aos referenciais altimétricos atualmente vigentes no Brasil, Imbituba e Santana, ambos definidos, em cada caso, a partir de um único valor do NMM calculado com dados coletados em uma única estação maregráfica.

As altitudes físicas derivam de números geopotenciais através da Eq. (1) (GEMAEL, 2012).

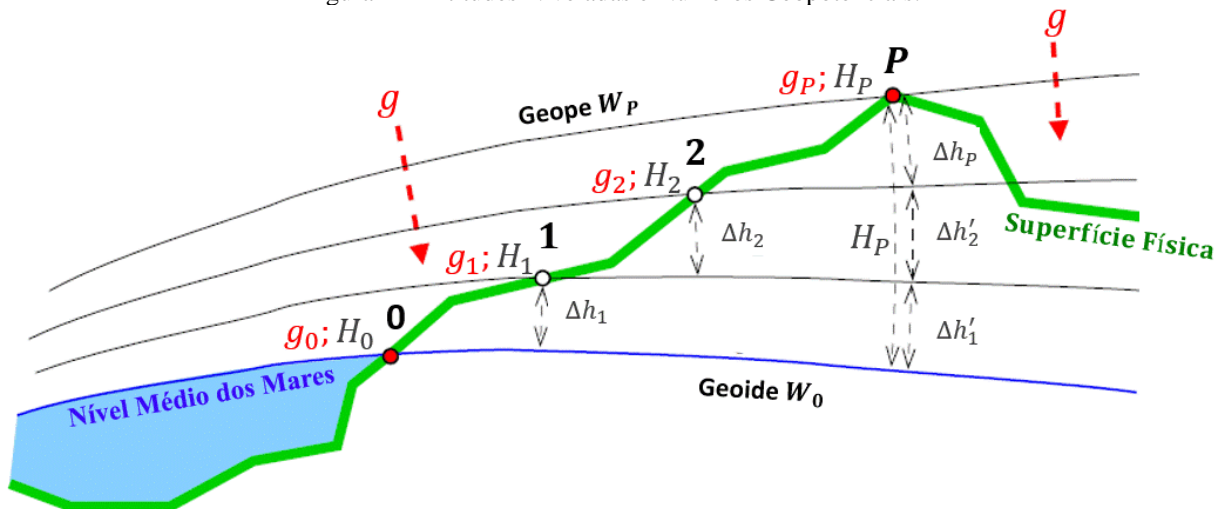
$$H^F = H_P = \sum_{i=0}^j g_i \Delta h_i / g^* \tag{1}$$

Onde: H^F - altitude física, H_P - altitude física de um ponto P , i - número da seção nivelada, j - número de seções niveladas, $g_i \Delta h_i$ - número geopotencial do ponto P , g_i são os valores médios da gravidade determinados em cada seção nivelada, ou seja, é a média da gravidade observada nos extremos da seção nivelada, Δh_i representa os desníveis observados e g^* - valor de gravidade considerado.

Desta forma, as diferentes altitudes físicas de um ponto P dependem do número geopotencial do ponto P , assim como do valor de gravidade considerado, em que cada valor específico de g^* remete a uma altitude física diferente (GEMAEL, 2012).

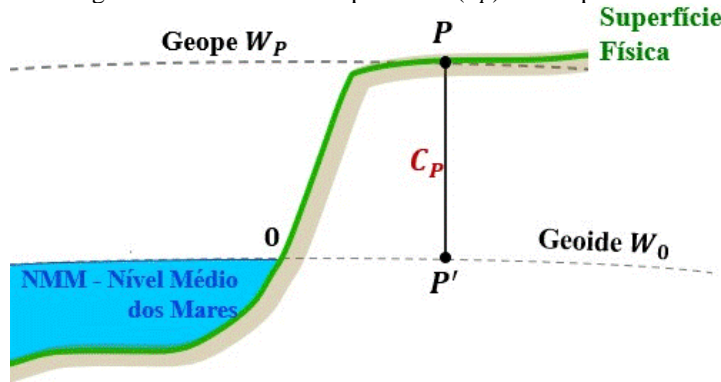
O número geopotencial de um ponto P (C_P) pertencente à superfície física da Terra é definido como a diferença entre o geopotencial no geóide W_0 e o geopotencial W_P nesse ponto (ARANA, 2009). O C_P é igual ao trabalho da gravidade para transportar a unidade de massa do geóide ao ponto, ou seja, entre as duas superfícies equipotenciais (ARANA, 2009; GEMAEL, 2012) (Figura 1 e Figura 2).

Figura 1 – Altitudes Niveladas e Números Geopotenciais.



Fonte: Adaptada de Vermeer (2006).

Figura 2 – O Número Geopotencial (C_P) de um ponto P .



Fonte: Adaptada de Vermeer (2006).

O C_P pode ser definido pela Eq. (2) (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005).

$$C_P = \int_0^P g \, dh = \sum_0^P g_i \Delta h_i = W_0 - W_P \tag{2}$$

Onde: dh - separação de duas superfícies infinitamente próximas, e g - valor de gravidade real.

Segundo Severo (2013), o uso dos números geopotenciais como coordenada vertical definindo altitudes é pouco intuitivo, em razão do difícil entendimento prático do potencial. A transformação de números geopotenciais para medidas de altitudes requer a divisão deste por um valor específico da gravidade, o qual definirá os diferentes tipos de altitudes físicas. Logo, todos os sistemas de altitudes físicas são baseados neste princípio. A demanda por uma solução unívoca para a altitude de um ponto P pode ser definida por meio de uma altitude física (H^F), Eq. (3).

$$H^F = C_P / g^* \tag{3}$$

Segundo Arana (2009), o nivelamento geométrico tem sua origem nos marégrafos, que por sua vez tem origem no nível médio dos mares, que coincide aproximadamente com o geóide. Deste modo, possui origem no geóide, que tem geopotencial W_0 . O nivelamento geométrico desenvolvido acompanhado de determinações gravimétricas possibilita a determinação do número geopotencial (C_P), onde a integral da Eq. (2) é substituída por um somatório, Eq. (4).

$$C_P = \sum_0^P g_i \Delta h_i \tag{4}$$

Como o nivelamento tem origem a partir da determinação do NMM local, e está vinculado a uma superfície de referência local, o número geopotencial obtido da associação de nivelamento e gravimetria está vinculado aos Data Verticais locais. Como o geopotencial (W_0) é uma grandeza que não pode ser diretamente medida, a Resolução N.1 da IAG de julho de 2015, para a definição e realização de um Sistema de Referência Internacional para Altitudes (IHRS), fixou $W_0 = 62.636.853,4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ como realização do valor geopotencial do nível de referência vertical (IAG, 2015).

A **altitude normal** ou **altitude de Molodenski** é a distância medida sobre a normal que descreve a separação entre a superfície física e o quase geóide, ou entre o teluroide e o elipsoide, Figura 3. A altitude normal foi introduzida por Molodenski em 1945, que substituiu o conceito de geóide pelo quase geóide por desconhecer um modelo de distribuição de densidade no interior da crosta terrestre. A anomalia de altitude (ζ) é a separação entre o geóide de geopotencial $W = W_P$ e o esferoide de esferopotencial $U = W_P$, sendo W_P o geopotencial do ponto P , e esta é igual à separação entre o elipsoide de referência e o quase geóide de Molodenski (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005; GEMAEL, 2012) (Figura 3). Supondo que o

campo de gravidade da Terra seja normal, a altitude normal é dada pela Eq. (5). Onde: $\bar{\gamma}$ - valor médio da gravidade normal medida sobre a linha normal entre o teluroide e o elipsoide de referência.

$$H^* = C_P / \bar{\gamma} \tag{5}$$

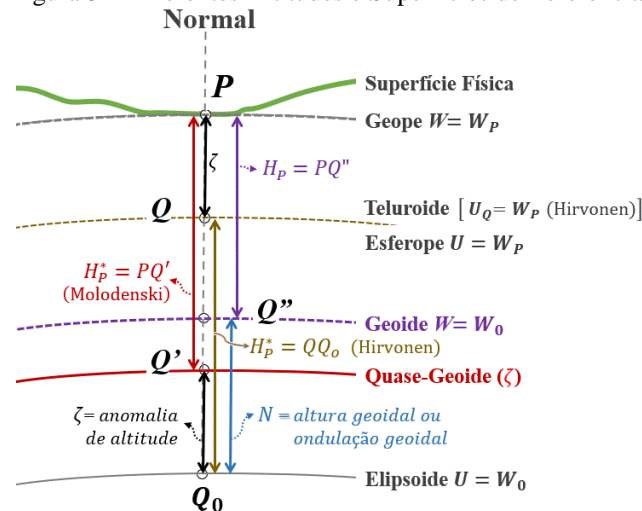
A gravidade normal média ($\bar{\gamma}$) depende da altitude normal (H^*) (HEISKANEN; MORITZ, 1967), Eq. (6). E a gravidade normal (γ) é calculada pela Somigliana, Eq. (7).

$$\bar{\gamma} = \gamma \left[1 - (1 + \alpha + m - 2 \cdot \alpha \cdot \text{sen}^2 \varphi) \cdot H^* / a + H^{*2} / a^2 \right] \tag{6}$$

$$\gamma = (a \cdot \gamma_e \cdot \text{cos}^2 \varphi + b \cdot \gamma_p \cdot \text{sen}^2 \varphi) / \sqrt{a^2 \cdot \text{cos}^2 \varphi + b^2 \cdot \text{sen}^2 \varphi} \tag{7}$$

Onde: a - semieixo maior do elipsoide; b - semieixo menor do elipsoide; m - constante física sem unidade equivalente a 0,00344978600308 (GRS80) (MORITZ, 2000); α - achatamento do elipsoide; φ - latitude; γ - gravidade normal; γ_e - gravidade normal no equador; γ_p - gravidade normal nos polos.

Figura 3 – Diferentes Altitudes e Superfícies de Referência.



Fonte: Adaptada de Gemael (2012).

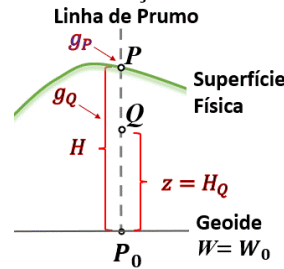
A **altitude ortométrica** é a distância medida sobre a vertical, representando a separação entre a superfície física e o geoide, Eq. (8). Onde \bar{g} - valor médio da gravidade no interior da crosta, entre o geoide e o ponto superficial P .

$$H = C_P / \bar{g} \tag{8}$$

Segundo Ferreira, Freitas e Heck (2011), determinar a separação entre as altitudes é o mesmo que determinar a diferença entre a anomalia de altitude e a ondulação geoidal, o problema está em avaliar o valor médio de gravidade ao longo da linha de prumo. A avaliação de \bar{g} ao longo da linha de prumo é um tópico importante na realização prática das altitudes ortométricas. A determinação de \bar{g} deve ocorrer a partir de valores observados sobre a superfície terrestre, empregando-se um modelo realista e fisicamente significativo para a redução da gravidade.

A redução de Poincaré-Prey faz uso de simplificações com respeito às massas externas ao geoide, tais como a negligencia do efeito do terreno e variações de densidade nas massas topográficas (SEVERO et al., 2013). Sendo assim, seja P o ponto da superfície correspondente, de modo que P e Q estejam situados na mesma linha de prumo, Figura 4. A gravidade em P , denotada por g_P , é medida.

Figura 4 – Redução Poincaré-Prey.



Fonte: Adaptada de Heiskanen e Moritz (1967).

Segundo Heiskanen e Moritz (1967), como a gravidade dentro da terra g_Q não pode ser medida, deve ser calculada a partir da gravidade superficial, Figura 4. Isso é feito reduzindo os valores medidos da gravidade de acordo com o método de Poincaré-Prey.

A forma direta de calcular g_Q seria usar a Eq. (9), desde que o gradiente de gravidade real $\frac{\partial g}{\partial h}$ dentro da terra fosse conhecido, Eq. (10).

$$g_Q = g_P - \int_Q^P \frac{\partial g}{\partial h} dH \tag{9}$$

$$\frac{\partial g}{\partial h} = \frac{\partial \gamma}{\partial h} + 4 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho \tag{10}$$

Numericamente, desprezando a variação de $\frac{\partial \gamma}{\partial h}$ com a latitude, $\frac{\partial \gamma}{\partial h} \doteq -0,3086$ (mGal/m), encontramos para a densidade ($\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$), a partir da Eq. (10), temos a Eq. (11) e a Eq. (12).

$$\frac{\partial g}{\partial h} = -0,3086 + 0,2238 = -0,0848 \text{ Gal/km} \tag{11}$$

$$g_Q = g_P + 0,0848 \text{ Gal/km} \cdot (H_P - H_Q) \tag{12}$$

O valor médio da gravidade entre um ponto P de altitude H e a superfície do geóide é dada pela Eq. (13), Figura 4. Onde: $g(z)$ - valor da gravidade até a uma distância z do geóide ao longo da vertical até o ponto de altitude H .

$$\bar{g} = \frac{1}{H} \int_0^H g(z) dz \tag{13}$$

Este valor pode ser obtido usando a redução Poincaré-Prey do valor de g observado na superfície da Terra em um ponto de altitude H , valor utilizado para calcular a altitude ortométrica de Helmert, Eq. (14). A distância z , de acordo com a Figura 4, é até o ponto com altitude H_Q , H é a altitude do ponto na superfície da Terra (ponto P na Figura 4).

$$g(z) = g + 0,0848 \text{ Gal/km} \cdot (H - z) \tag{14}$$

Então, resolvendo a Eq. (13), obtém-se a Eq. (15).

$$\bar{g} = \frac{1}{H} \int_0^H g(z) dz = \frac{1}{H} \int_0^H [g + 0,0848 \text{ Gal/km} \cdot (H - z)] dz \tag{15}$$

$$\bar{g} = 1/H [gz + 0,0848 \text{ Gal/km} \cdot Hz - 0,0424 \text{ Gal/km} \cdot z^2]_0^H$$

$$\bar{g} = g + 0,0848 \text{ Gal/km} / H \cdot [Hz - z^2/2]_0^H$$

$$\bar{g} = g + 0,0424 \text{ Gal/km} \cdot H$$

Para Densidade Variável:

$$\bar{g} = g - \left(-0,3086 \text{ mGal/m} / 2 + 2 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho \right) \cdot H$$

(g em Gals, H em km)

Segundo Tenzer et al. (2005), a principal diferença entre as altitudes ortométricas e normais é causada pelo efeito das quantidades físicas (ou seja, os efeitos gravitacionais da topografia e da atmosfera, e a perturbação gravitacional gerada pelas massas contidas dentro do geóide) na gravidade média. Os autores também argumentam que a objeção de Molodenski à altitude ortométrica não é mais tão convincente porque informações mais detalhadas sobre as quantidades físicas estão se tornando disponíveis na forma de modelos de elevação digital, como por exemplo, os mapas de variação das densidades das massas topográficas obtidas a partir dos mapas geológicos ou derivados a partir do conhecimento de elementos do campo de gravidade.

Conforme Heiskanen e Moritz (1967), a diferença entre as altitudes ortométrica (H) e normal (H^*), é dada na Eq. (16), onde H representa a altitude ortométrica, contada ao longo da linha vertical do geóide até o ponto de interesse, H^* é a altitude normal, definida como a distância medida ao longo da normal do ponto da superfície física e o quase geóide, a anomalia de altitude (ζ) é a separação entre o quase geóide e o elipsoide, e a ondulação geoidal (N) é a distância entre o elipsoide e o geóide.

$$H - H^* = \zeta - N = SGQG \quad (16)$$

Segundo Severo et al. (2013), pode-se extrair a relação entre as altitudes normal e ortométrica com respeito à altitude elipsoidal (h), sendo esta uma altitude de característica puramente geométrica contada do elipsoide até a superfície física sobre a reta perpendicular ao elipsoide de referência. Dessa forma o sinal de aproximado nas Eq.(17) e Eq.(18) se dá ao fato que as diferentes altitudes são medidas em diferentes linhas.

$$H \approx h - N \quad (17)$$

$$H^* = h - \zeta \quad (18)$$

Ainda, de acordo com Severo et al. (2013), a partir da Eq. (16) nota-se que o conhecimento da separação entre as superfícies de referência da altitude ortométrica e normal é dependente do tratamento de \bar{g} , sendo igual ao problema encontrado na determinação da altitude ortométrica rigorosa. A precisão alcançada na investigação do comportamento de g ao longo da vertical até o geóide é dependente das condições de topografia e complexidade geológica da região analisada. Assim uma área plana, baixa e com densidade de massas topográficas homogêneas alcançará uma precisão em \bar{g} maior que regiões acidentadas, altas e geologicamente complexas (FLURY e RUMMEL, 2009), tornando importante a adoção de modelos fisicamente compatíveis com as características da área de interesse.

Os autores, Foroughi e Tenzer (2017), investigaram a separação geóide para quase geóide sobre a área de estudo regional no Himalaia e no Tibete, incluindo regiões vizinhas de planícies de bacias continentais, a fim de estimar um deslocamento vertical máximo entre o geóide e o quase geóide, ou diferenças equivalentes entre a altitude normal e a altitude ortométrica. Compararam os resultados obtidos de três métodos diferentes, principalmente usando os métodos clássico, preciso e de Sjöberg (2012). Os autores verificaram uma dependência significativa da separação geóide para quase geóide em locais com geometria de terreno com

acentuadas variações, salientando que as separações máximas geóide a quase geóide não coincidem necessariamente com as maiores elevações topográficas. Os resultados obtidos pelos autores revelaram que a separação geóide a quase geóide calculada de acordo com o método clássico é apenas negativa, e quando se leva em consideração a análise de sensibilidade, os valores tipicamente negativos da separação geóide e quase geóide atingem valores positivos ao longo das encostas do Himalaia. Ou seja, em contraste com as contribuições relativamente pequenas das variações de densidade de sedimentos e rochas, a contribuição das geleiras polares é significativa mesmo fora das áreas polares, no caso, no Himalaia e no Tibete. Segundo Tenzer et al. (2016), esses valores podem parecer irrealisticamente grandes quando comparados com a estimativa global da contribuição das geleiras. Pois, a contribuição topográfica globalmente varia entre -0,33 m e 0,57 m, com máximos no Himalaia e no Tibete; enquanto este estudo indica que esta contribuição é muito maior, com valores entre -2,11 m e 3,74 m. Ambas as contribuições topográficas e das geleiras dependem significativamente da resolução espectral, bem como o *grid* de coordenadas utilizado. A contribuição não topográfica é, por outro lado, muito menos sensível no espectro de maior grau dos harmônicos esféricos (de 360 a 2160).

Segundo Flury e Rummel (2009), a informação necessária para a determinação da separação geóide e quase geóide ($N - \zeta$) é o conhecimento da gravidade média (\bar{g}). Este é o mesmo problema encontrado ao se determinar altitudes ortométricas. A determinação da \bar{g} é baseada em conhecimentos e suposições sobre a forma e densidade de massas topográficas, premissas contornadas na teoria de Molodenski. O esforço e a precisão da determinação da \bar{g} dependem da altitude, forma e complexidade geológica da topografia. Conseguir uma boa precisão em \bar{g} é simples nos casos de terreno baixo, plano e geologicamente homogêneo, ao passo que é trabalhoso para topografia alta, robusta e geologicamente complexa (FLURY; RUMMEL, 2009).

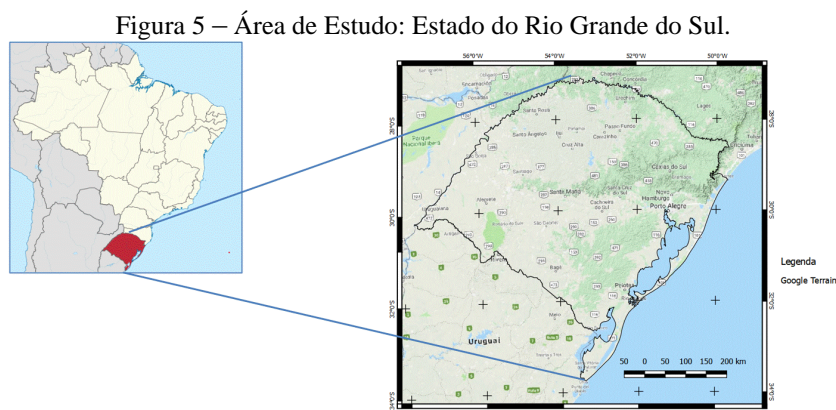
Segundo Sjöberg (2018), na chamada correção geóide e quase geóide (GQG), o geóide é uma superfície de referência em geodesia e na geofísica. O quase geóide, introduzido por Molodenski, não é uma superfície equipotencial e não tem significado físico. O geóide serve como a superfície de referência ideal para sistemas de altitude em todos os países que adotam altitudes ortométricas, enquanto o resto do mundo usa o quase geóide com sistemas de altitude normal. Como altitude ortométrica, na Argentina (IGN, 2017), na Etiópia (BELAYA et al., 2022), no México (INEGI, 2015), e normal, no Brasil, onde seu uso é baseado em números geopotenciais (IBGE, 2020). A grande vantagem do quase geóide para o geóide é que ele pode ser determinado sem o conhecimento da distribuição da densidade topográfica. Segundo Sjöberg e Bagherbandi (2017), o quase geóide pode ser determinado com maior precisão, enquanto o modelo geóide sempre é afetado com a falta de informações relacionadas a estrutura interna da Terra. O geóide é uma superfície equipotencial, diferentemente do quase geóide. Assim, o geóide é mais adequado para interpolação entre pontos distintos, fato que pode ser relevante em modelos de alta resolução.

Albarici et al. (2018) avaliaram a SGQG sobre uma linha de nivelamento no estado de São Paulo, através do cálculo das altitudes normal e ortométrica rigorosa. Os autores, através de testes numéricos, observaram que a separação entre -0,50 m e 0,50 m, para a área de estudo, sem levar em consideração o efeito da densidade. Utilizando-se da altitude ortométrica rigorosa, onde se avalia a gravidade média ao longo do fio de prumo, levando-se em consideração as variações de densidades topográficas e de massas acima do geóide, os valores são menores, ficando no intervalo de -0,05 m a 0,20 m para a mesma área. Em relação ao mesmo tipo de estudo, Ferreira, Freitas e Heck (2011) avaliaram a SGQG no estado do Paraná, analisando as metodologias tradicionalmente empregadas para a quantificação desta separação, e concluem que a negligência da mesma pode acarretar em diferenças da ordem de 4 cm e recomendam a utilização de um modelo de variação da densidade com uma qualidade melhor ao que foi adotado na pesquisa.

3 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é o estado do Rio Grande do Sul (RS), por existir uma cobertura gravimétrica suficientemente densa e disponibilidade de um mapa das densidades das massas topográficas do estado. O RS é delimitado pelas latitudes 34°S e 27°S e pelas longitudes 48°O e 58°O. Segundo o IBGE (2020), o estado do RS possui 497 municípios e sua área total é de 281.737,888 km², está situado na região Sul e tem por limites

o estado de Santa Catarina (SC), Argentina e Uruguai além do Oceano Atlântico, Figura 5.



Fonte: Os autores (2019).

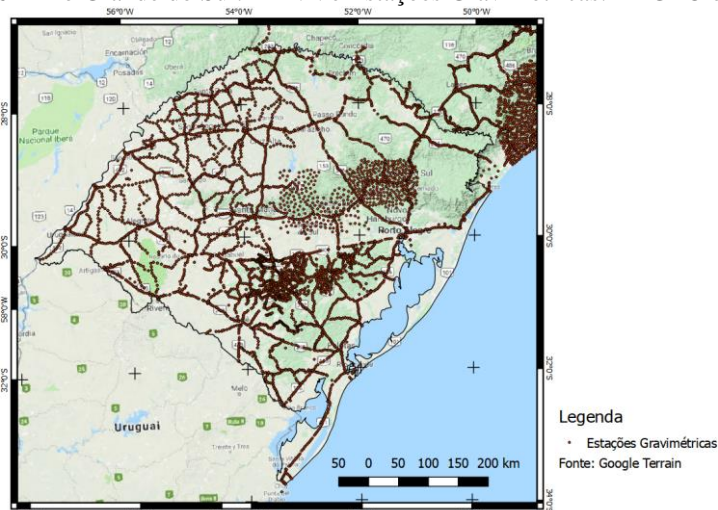
4 DADOS UTILIZADOS

4.1 Dados Gravimétricos e Altimétricos

De acordo com Falavigna et al. (2014) a malha gravimétrica do estado do RS é resultado de inúmeros levantamentos geofísicos executados por Universidades (IG/UFRGS, UFPR, IAG/USP), órgãos e empresas públicas (IBGE, Petrobrás, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, ON/CNPq). Uma parte dos dados levantados por essas instituições integra o acervo de dados geodésicos do banco nacional de BDG. Para consultar a página inicial do BDG basta acessar o portal do IBGE. As estações contêm um conjunto de informações, entre elas estão a posição geográfica, a altitude normal, a aceleração da gravidade e o número geopotencial.

O estado do Rio Grande do Sul apresenta uma boa cobertura gravimétrica nas regiões noroeste e centro-sul do estado e uma cobertura insuficiente na região nordeste. Além dos dados provenientes do BDG foram acrescentados os dados de gravidade obtidos pelo Laboratório de Pesquisa em Geodésia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LAGEO-UFRGS), complementando o BDG do IBGE. Das 10.030 estações gravimétricas utilizadas neste estudo, 6.118 Estações do LAGEO-UFRGS e 3.192 Estações do BDG do IBGE. E, as altitudes das Referências de Nível (RRNN) dos estados do RS e de SC foram adquiridas no BDG do IBGE, Figura 6.

Figura 6 – Rio Grande do Sul: RRNN e Estações Gravimétricas: LAGEO e IBGE.



Fonte: Os autores (2020).

4.2 Mapa de variação das densidades topográficas

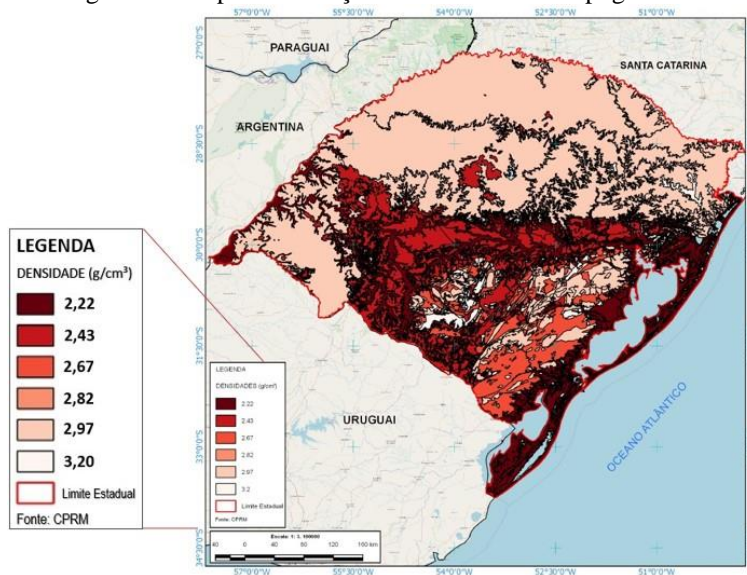
O conhecimento da densidade no interior da crosta ainda não está ao nosso alcance. Essa

impossibilidade nos obriga, na prática, a adotar medidas mais simplificadas sobre a densidade do material que compõe a litosfera, e também a utilizar as informações que são coletadas das rochas encontradas na superfície terrestre. Sendo assim, o mapa da variação da densidade topográfica do estado do RS foi obtido a partir do mapa geológico digitalizado.

O mapa geológico do estado do RS foi publicado em 2006, na escala de apresentação 1:750.000, sendo um produto derivado do Projeto Geologia do Brasil ao Milionésimo, executado pelo Serviço Geológico do Brasil na Superintendência Regional de Porto Alegre. Na execução do Mapa Geológico foram incorporados dados e informações geradas a partir de mapeamentos e estudos geológicos regionais e aplicados, executados em diversas escalas, desde 1970, pelo Serviço Geológico do Brasil, e também referências bibliográficas de domínio público na área de geologia, desenvolvidos por instituições de ensino e pesquisa ou disponibilizados por colaboradores. A CPRM é uma empresa pública, vinculada ao Ministério de Minas e Energia, que tem as atribuições de Serviço Geológico do Brasil. Esse apresenta 64 classes litológicas classificadas com base nas rochas sedimentares, metamórficas e graníticas, e gnaíse. A estrutura geológica é complexa que exige a compreensão dos dados geológicos, como seus respectivos valores. Além disso, requer a entrada de uma experiência diferente combinada com a fusão e integração de conjuntos de dados heterogêneos. Para obter o resultado desejado e a regularização dos valores dessas massas variáveis foram adotados valores médios, usando unidades geológicas existentes, através de estudos geológicos. Para a criação do mapa de variação de densidades topográficas, seguiu-se a metodologia proposta por Pagiatakis e Armenakis (1999). Nesse trabalho estão descritos os procedimentos necessários para a geração do Mapa de Densidades Topográficas a partir de um mapa geológico digitalizado, com o auxílio de um Sistema de Informações Geográficas (SIG). As informações sobre a densidades das rochas existentes nas áreas mapeadas, foram baseadas nos estudos realizados por Seigel (1995), Sharma (1997) e Tenzer et al. (2011).

Na compilação do mapa de densidades utilizou-se o valor de densidade médio para cada classe litológica, sendo que sua variação, para a região de estudo, variou de 2,2 g/cm³ a 3,2 g/cm³, permitindo a criação de 6 (seis) classes distintas, Figura 7.

Figura 7 – Mapa de Variação das Densidades Topográficas.



Fonte: LAGEO (2017).

4.3 Modelos do geopotencial

Segundo Souza et al. (2008), os Modelos Globais do Geopotencial (MGG), conjuntos de coeficientes do potencial anômalo desenvolvido em harmônicos esféricos, são determinados pela integração de dados obtidos por uma grande variedade de instrumentos e técnicas observacionais. Os MGG integram os sistemas de referência geodésicos e são usados rotineiramente como esferoides para a representação do campo de gravidade anômalo de alta resolução. Como a distribuição geográfica dos dados gravimétricos existentes para a determinação dos coeficientes melhorou significativamente em termos globais nesses últimos anos, devido

em grande parte as missões de satélites artificiais, os MGG de alto grau tornaram-se mais eficientes na representação do campo de gravidade anômalo sobre toda a superfície terrestre.

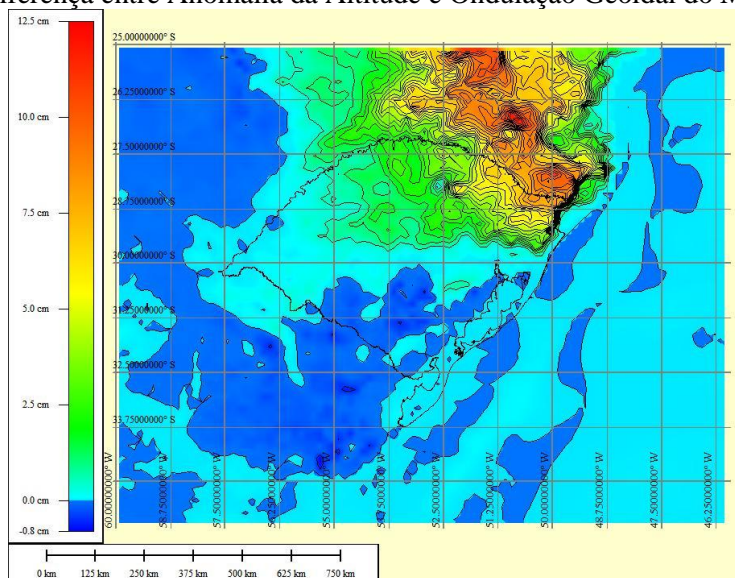
Em Ferreira, Freitas e Heck (2010), os modelos de baixo grau são determinados, principalmente, a partir da análise de órbitas de satélites até o grau e ordem 200; nos modelos de alta resolução, combinam-se estes dados com observações terrestres de gravidade (aéreos, marinhos e continentais) e dados de altimetria por satélites (anomalias da gravidade ou alturas geoidais).

O modelo geopotencial EGM2008 (PAVLIS et al., 2008; PAVLIS et al., 2012) é completo para grau e ordem harmônicos esféricos 2159 e contém coeficientes harmônicos esféricos adicionais que se estendem até o grau e ordem 2190 e possui uma resolução espacial de aproximadamente 9 km. É um modelo do geopotencial combinado da Terra. As fontes de dados para a geração modelo EGM2008 são provenientes do satélite *Gravity Recovery And Climate Experiment* (GRACE) e combinados com outros dados gravimétricos terrestres e oceânicos. Este modelo tem sido empregado como referência para a comparação de resultados associados às altitudes físicas.

Para a realização deste trabalho, os limites para extração dos dados encontram-se entre as latitudes 27°S e 34°S e entre as longitudes 48°O e 58°O. Foi utilizada uma resolução de 1 km, e o elipsoide de referência foi o *Geodetic Reference System 1980* (GRS80). Estes parâmetros foram utilizados para a geração de uma grade de coordenadas com seus respectivos valores de gravidade e, também, para a anomalia da altitude do modelo do geopotencial EGM2008, no site do *International Center for Global Gravity Field Models* (BARTHELMES; KÖHLER, 2020).

Para o modelo calculado no site do ICGEM, os dados constantes no arquivo de extensão “gdf”, aberto em um editor de textos, e transferidos para uma planilha eletrônica, onde foram eliminadas as linhas informativas iniciais, deixando apenas uma para possibilitar a identificação das três colunas contendo as informações desejadas, ou seja, “Longitude”, “Latitude” e “gravity_earth”. Realizou-se as transformações da longitude, que foi subtraída de 360°, gerado o “Grid” com as colunas “Longitude”, “Latitude” e “gravity_earth”, respectivamente em X, Y e Z, selecionando o método de interpolação vizinho natural (*Natural Neighbor*), em que a estimativa é realizada utilizando apenas as estações gravimétricas vizinhas, é método mais apropriado para a interpolação de dados de terreno (cf. Maune, 2001), com resolução de 1 km em “X” e “Y”. De onde posteriormente foram extraídas as gravidades das RRNN, Figura 8.

Figura 8 – Mapa da Diferença entre Anomalia da Altitude e Ondulação Geoidal do Modelo EGM2008 (cm).



Fonte: Os autores (2020).

5 EXPERIMENTOS E DISCUSSÃO

No experimento com os dados de gravidade obtidos no BDG do IBGE e do LAGEO-UFRGS, foi gerado um modelo gravimétrico digital, com a finalidade de obter os valores de gravidade das RRNN que não são conhecidos. Verificou-se a estatística das diferenças entre as gravidades medida e a reconstituída

(gravidade obtida com a utilização do modelo EGM2008) das 2900 estações do estado do RS consideradas, os resultados podem ser vistos na Tabela 1, incluindo os valores relativos à densidade.

Tabela 1 – Estatística: Grav. Medida (mGal), Grav. Reconstituída (mGal), Diferença entre as Gravidades Medida e Reconstituída (mGal) e Densidade das massas topográficas (g/cm^3) das 2900 RRNN.

	Grav. Medida (mGal)	Grav. Reconstituída [EGM2008] (mGal)	Grav. Medida - Grav. Reconstituída [EGM2008] (mGal)	Densidade (g/cm^3)
Menor	978.903,8881	978.913,0376	-36,7484	2,0000
Maior	979.652,8049	979.665,8620	142,1064	3,2000
Média	979.198,5501	979.200,6378	-2,0877	2,7512
Desvio	175,1399	175,3066	13,8841	0,3079

Fonte: Os autores (2020).

Na Tabela 1, verifica-se uma variação de 142,1064 mGal entre as gravidades medida e reconstituída. Trata-se da RN 2106R em São Francisco de Paula (RS), conforme Tabela 4, localizado nas coordenadas latitude $29^{\circ}21'23''\text{S}$ e longitude $50^{\circ}10'46''\text{O}$, com altitude normal de 861,642 m, e densidade topográfica de $2,97 \text{ g/cm}^3$. Desta forma, foi analisada separadamente a linha de nivelamento que contempla a RN 2106R, da RN 2105A até a RN 2107E, composta por 45 RRNN. Observou-se que a RN 2106R em São Francisco de Paula (RS), com maior diferença entre as gravidades medida e reconstituída, encontra-se em altitude elevada, e na sequência da linha de nivelamento verifica-se que a altitude decresce abruptamente em Itati (RS) em direção a Terra de Areia (RS), mais próximas do NMM. Observando-se que as estações com maior diferença entre a gravidade medida e a gravidade reconstituída, encontram-se em locais onde a altitude é elevada e passam abruptamente para altitudes mais baixas.

Para analisar a influência da gravidade no resultado da altitude ortométrica foram consideradas, além das densidades constante e variável, a gravidade medida e reconstituída (EGM2008). Desta forma, obteve-se a Tabela 2, em que contempla os resultados estatísticos das 2900 RRNN para as diferenças entre as altitudes ortométricas.

Ainda analisando a Tabela 2, os efeitos da variação da densidade na determinação da altitude ortométrica foram da ordem de 2,2 cm, independentemente do valor da gravidade, medida ou reconstituída. Entretanto, quando analisamos o efeito da gravidade na determinação da altitude ortométrica, foi de 12,5 cm, independentemente do valor da densidade, constante ou variável. Este resultado motivou a realização de uma análise estatística das RRNN consideradas neste estudo; avaliar se são valores atípicos e onde estão localizadas estas RRNN.

Tabela 2 – Estatística das Altitudes Ortométricas: Análise da influência da Gravidade Medida e da Gravidade Reconstituída (2900 RRNN).

	H [D.Var] – H [D.Cte] (cm) [Grav. Medida]	H [D.Var] – H [D.Cte] (cm) [Grav. EGM2008]	Dif. H [D.Cte] (cm) [Grav. Medida - Grav. EGM2008]	Dif. H [D.Var] (cm) [Grav. Medida - Grav. EGM2008]	Grav. Medida - Grav. EGM2008 (mGal)
Menor	-1,3672	-1,3675	-12,5047	-12,5051	-36,7484
Maior	2,2314	2,2319	2,8432	2,8433	142,1064
Média	0,2064	0,2064	0,0827	0,0827	-2,0877
Desvio	0,3483	0,3483	0,8879	0,8879	13,8841

Fonte: Os autores (2020).

Usando a tabela da distribuição normal e grau de concentração em torno da média (μ) de 99,7% no intervalo de $(\mu - 3\sigma)$ a $(\mu + 3\sigma)$, onde σ é o desvio padrão, Tabela 3. Para a diferença entre a gravidade medida e a gravidade reconstituída na Tabela 2, $\mu = -2,0877 \text{ mGal}$ e $\sigma = 13,8841 \text{ mGal}$. Logo: $(\mu - 3\sigma) \approx -44 \text{ mGal}$, e $(\mu + 3\sigma) \approx 40 \text{ mGal}$.

Considerando a diferença entre a gravidade medida e a gravidade reconstituída menores que -44 mGal e maiores que 40 mGal, verifica-se que 37 RRNN atendem a este quesito. Ao remover estas 37 RRNN, o efeito da gravidade na determinação da altitude ortométrica diminui para um valor em torno de 3,8 cm, Tabela 3, ao invés de 12,5 cm, Tabela 2. O mesmo foi realizado para a distribuição normal de 95% (2σ), com retirada de 82 RRNN, o efeito da gravidade na determinação da altitude ortométrica passou para 2,4 cm, enquanto que a

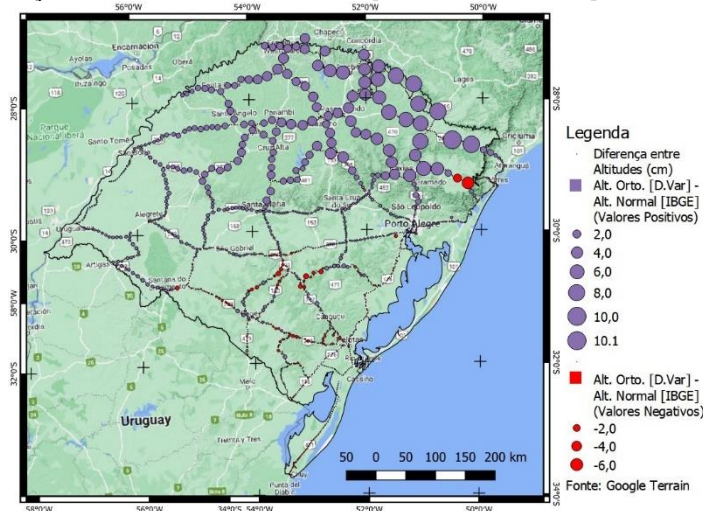
diferença entre altitudes ortométricas passou de 2,2 cm para 2,1 cm, independente da distribuição normal, 99,7% ou 95%.

Tabela 3 – Estatística das Altitudes Ortométricas: Análise da influência da Gravidade Medida e da Gravidade Reconstituída (2863 RRNN).

	$H [D.Var] - H [D.Cte] (cm)$ [Grav. Medida]	$H [D.Var] - H [D.Cte] (cm)$ [Grav. EGM2008]	Dif. $H [D.Cte] (cm)$ [Grav. Medida - Grav. EGM2008]	Dif. $H [D.Var] (cm)$ [Grav. Medida - Grav. EGM2008]	Grav. Medida - Grav. EGM2008 (mGal)
Menor	-0,5976	-0,5976	-3,8480	-3,8481	-36,7484
Maior	2,0786	2,0787	2,8432	2,8433	39,8180
Média	0,1995	0,1995	0,1565	0,1565	-3,1176
Desvio	0,3296	0,3296	0,4732	0,4732	9,9852

Fonte: Os autores (2020).

Figura 9 – Diferença entre a Altitude Ortométrica [Densidade Variável] e a Altitude Normal (cm).



Fonte: Os autores (2020).

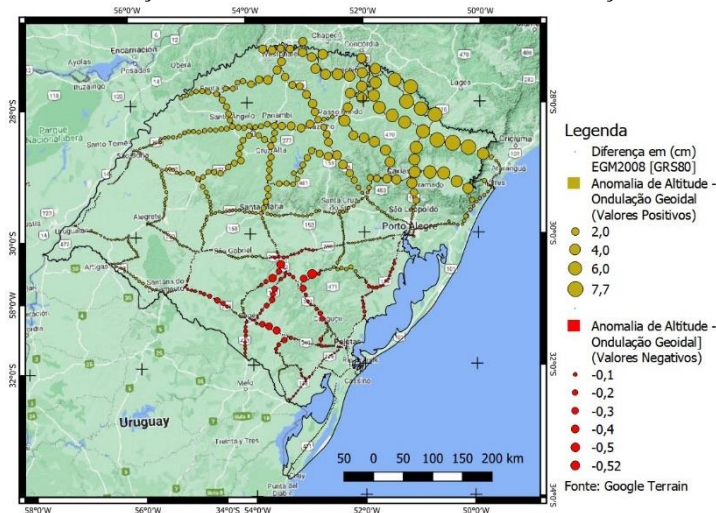
Observa-se, tanto na Figura 9, como na Figura 10, que as maiores diferenças são observadas nos locais de maior elevação, ou seja, no nordeste do estado do Rio Grande do Sul: Severiano de Almeida (RS); São Francisco de Paula (RS); e Timbé do Sul (SC). Desta forma, verifica-se que o modelo reconstituído ainda não substitui a gravidade medida, seja por não considerar densidade do material ou por causa da resolução do modelo.

Obeve-se SGQG a partir da anomalia de altitude ζ e ondulação geoidal N extraídas do modelo geopotencial EGM2008. Esse resultado foi comparado com as diferenças de altitudes ortométrica e normal, em todas as 2900 RRNN que fazem parte deste estudo, considerando a altitude ortométrica calculada com densidades constante e com densidade variável. Foi observado que a média encontrada para o SGQG a partir do modelo do geopotencial EGM2008 se aproxima das diferenças da SGQG obtidas pela altitude ortométrica e normal com a densidade constante.

Tanto na Figura 9, como na Figura 10, observa-se a distribuição geográfica da SGQG, onde verifica-se que as diferenças estão na ordem de centímetros. As maiores diferenças estão localizadas na região nordeste do estado do Rio Grande do Sul (RS), área de maior altitude no estado do RS.

Na Figura 10 observa-se que os valores negativos estão relacionados a altitudes mais próximas ao NMM, valores que não excedem a -0,52 cm, que devem indicar as diferenças entre os dados gravimétricos e topográficos utilizados na determinação dos coeficientes do modelo do geopotencial.

Figura 10 – Diferença entre a Anomalia de Altitude e a Ondulação Geoidal (cm).



Fonte: Os autores (2020).

Na Tabela 4 apresenta os valores da SGQG para dois municípios do estado do RS (São José dos Ausentes e Porto Alegre), nela estão identificadas as RRNN que apresentaram valores máximos e mínimos na SGQG. É possível observar que nas maiores elevações a diferença entre a altitude ortométrica calculada com valor de densidade variável ($H [D.Var]$) e com valor de densidade constante ($H [D.Cte]$) é maior, alcançando o valor de 2 cm, como é o caso de São José dos Ausentes (RS), e em altitudes próximas do NMM, representada pela cidade de Porto Alegre (RS), esta diferença é muito próxima de 0 cm. Ainda na Tabela 4, identifica-se as RRNN que apresentaram valores máximos e mínimos na SGQG. Onde: H^* [IBGE] é a altitude normal fornecida pelo IBGE; $H [D.Cte]$ é a altitude ortométrica com densidade constante; e $H [D.Var]$ é a altitude ortométrica com densidade variável.

Verifica-se na Tabela 4 que as maiores diferenças ocorrem entre a altitude normal e a altitude ortométrica com densidade variável. Tomando como exemplo o município de São José dos Ausentes (RS), na RN 1766U, esta diferença é de aproximadamente 9 cm com densidade variável, é de aproximadamente 7 cm entre a altitude normal e a altitude ortométrica com densidade constante. Em Porto Alegre, esta diferença não é significativa, ou seja, em regiões próximas no NMM, as altitudes ortométricas são muito próximas das altitudes normais, isto é, não é afetada pela variação da densidade topográfica. Ainda na Tabela 4, vê-se que as RRNN apresentaram valores negativos na SGQG que foram causados pela gravidade interpolada em locais onde não foram medidas (como por exemplo a RN 2106R). Salientando que teve influência da topografia do local, grande diferença de altitude, pois o mesmo não aconteceu no Vale do Taquari (na rodovia estadual RS-322 entre Jacuizinho (RS) e Soledade (RS)) e na parte leste da Região Alto Uruguai (nos municípios localizados entre as rodovias estaduais RS-331, RS-126 e RS-477), os outros locais onde a gravidade teve que ser interpolada.

As altitudes ortométricas de Helmert com valor para a densidade constante, e com valor para a densidade das massas topográficas variáveis foram determinadas através da Eq. (8). Desta maneira, obteve-se os resultados estatísticos das 2900 RRNN para as diferenças entre as altitudes ortométricas, calculada com valor de densidade variável ($H [D.Var]$) e com valor de densidade constante ($H [D.Cte]$), e a Figura 11; no qual observa-se que na região do nordeste do estado do Rio Grande do Sul ocorrem as maiores diferenças entre as altitudes ortométricas de Helmert resultantes. Observa-se que as diferenças positivas são coincidentes com os locais onde a altitude é mais elevada, chegando a aproximadamente 2,3 cm (RN 2106D). Os valores negativos encontrados estão relacionados com a variação de densidade, não ultrapassando a -1,4 cm (RN 1777B).

Tabela 4 – Estatística da SGQG (2900 RRNN).

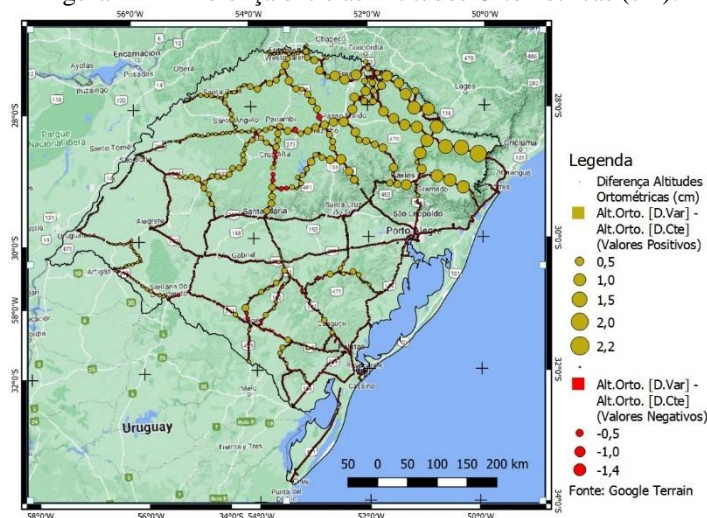
RN- Município/UF	Lat. (°) Hemisfério Sul	Lat. (°) Hemisfério Sul	[D.Var] (g/cm ³)	Dif.: [D.Var] - [D.Cte] (g/cm ³)	H* [IBGE] (cm)	H [D.Cte] (cm)	H [D.Var] (cm)	H [D.Cte] - H* [IBGE] (cm)	H [D.Var] - H* [IBGE] (cm)	H [D.Var] - H [D.Cte] (cm)	Anomalia de Altitude (cm) EGM2008	Ondulação Geoidal (cm) EGM2008	Anomalia de Altitude – Ondulação Geoidal (cm) EGM2008
São José dos Ausentes/RS													
1766R	28°42'56"	50°08'30"	2,97	0,30	1166,420	1166,484	1166,501	6,361	8,119	1,758	5,529	5,456	4,492
1766S	28°44'08"	50°06'57"	2,97	0,30	1191,371	1191,429	1191,448	5,876	7,710	1,833	5,443	5,371	4,437
1766U	28°44'53"	50°03'51"	2,97	0,30	1186,815	1186,885	1186,903	6,974	8,794	1,820	5,201	5,130	4,446
1766V	28°45'42"	50°01'27"	2,97	0,30	1230,817	1230,849	1230,868	3,227	5,183	1,957	4,948	4,880	4,402
1766X	28°46'35"	50°00'21"	2,97	0,30	1181,049	1181,072	1181,090	2,297	4,098	1,802	4,794	4,729	4,389
Porto Alegre/RS													
1788J	30°02'36"	51°08'35"	2,97	0,30	81,217	81,217	81,218	0,097	0,106	0,009	4,493	4,492	0,102
1788L	30°00'48"	51°08'02"	3,20	0,53	45,629	45,630	45,630	0,080	0,084	0,005	4,438	4,437	0,086
1788N	30°00'33"	51°08'40"	3,20	0,53	19,503	19,503	19,503	0,041	0,042	0,001	4,447	4,446	0,077
1788P	29°59'34"	51°07'45"	3,20	0,53	7,439	7,439	7,439	0,020	0,020	0,000	4,403	4,402	0,073
1788R	29°59'15"	51°07'30"	3,20	-0,45	4,099	4,099	4,099	0,007	0,007	-0,000	4,390	4,389	0,071
Bom Jesus/RS													
1765U	28°38'08"	50°32'04"	2,97	0,30	1001,406	1001,493	1001,506	8,786	10,082	1,296	5,984	5,908	7,585
São Francisco de Paula /RS													
2106R	29°21'23"	50°10'46"	2,97	0,30	861,642	861,573	861,582	-6,947	-5,988	0,959	4,244	4,209	3,560
Bom Jesus/RS													
1766E	28°39'03"	50°22'57"	2,97	0,30	1063,558	1063,639	1063,654	8,111	9,572	1,461	5,878	5,801	7,712
Encruzilhada do Sul/RS													
2104S-	30°37'59"	52°55'59"	2,67	0,00	360,521	360,514	360,514	-0,707	-0,706	0,001	10,220	10,225	-0,520
São Francisco de Paula /RS													
2106D	29°13'05"	50°27'01"	3,20	0,53	990,086	990,043	990,065	-4,245	-2,013	2,231	5,572	5,526	4,570
Timbé do Sul/SC													
1777B	28°48'16"	49°57'02"	2,43	-0,24	1157,088	1157,069	1157,055	-1,950	-3,317	-1,367	4,305	4,251	5,432

[D.Var] (g/cm³) = 2,67 (g/cm³)

Identificação / Localização das RNs : Valores Máximos / Mínimos

Fonte: Os autores (2020).

Figura 11 – Diferença entre as Altitudes Ortométricas (cm).



Fonte: Os autores (2020).

Deve-se levar em conta que a densidade, onde a altitude é mais elevada, é maior do que a densidade média da crosta, utilizada como referência. Os valores negativos encontrados para diferenças entre altitudes ortométricas não ultrapassam a 1,4 cm, e localizados na região plana do estado do Rio Grande do Sul. Neste caso, deve-se enfatizar que os valores obtidos para a densidade a partir do mapa geológico, são menores que o valor padrão utilizado para a densidade da crosta. Os resultados mostram que o efeito da variação da densidade topográfica é da ordem centimétrica para a região de estudo, corroborando com os resultados encontrados por outros pesquisadores em outras áreas no mundo (Huang, et al., 2001). Deve ser salientado que o efeito da variação vertical da densidade das massas topográficas não foi considerado.

6 CONCLUSÃO

Estudou-se a SGQG com o objetivo da sua futura utilização na conversão da altitude normal em altitude ortométrica. Verifica-se que as estações com maior diferença entre as gravidades medida e reconstituída encontram-se em locais em que a altitude elevada passa abruptamente para altitudes mais baixas, ou vice-versa. Quando foi analisado o efeito da gravidade na determinação da altitude ortométrica, o valor máximo observado foi de 12,5 cm, isto é, comparando a mesma altitude ortométrica e densidade considerada, calculada com a gravidade medida e com a gravidade reconstituída. Quando remove-se as 37 RRNN que apresentaram diferença entre a gravidade medida e a gravidade reconstituída menores que -44 mGal e maiores que 40 mGal, observou-se a redução do valor 12,5 cm para um valor em torno de 3,8 cm, aproximando desta forma os valores de altitude ortométrica obtido pela gravidade medida e pela gravidade reconstituída. Sendo assim, o modelo reconstituído ainda não substitui a gravidade medida, principalmente nas áreas onde ocorrem mudanças abruptas de altitude. Os efeitos da variação da densidade na determinação das altitudes ortométricas de Helmert foram avaliados e a sua contribuição nas RRNN de altitude mais elevada é de 2 cm, e são observados na região nordeste do estado do RS. A SGQG obtida através do modelo do geopotencial, e as avaliadas a partir da diferença entre as altitudes ortométrica e normal variou de -6 cm a 10 cm, sendo que os maiores valores são observados no município de São José dos Ausentes e áreas adjacentes; para o restante do estado do RS essa separação não ultrapassa 2 cm. Os valores negativos na SGQG foram causados pela gravidade interpolada, onde não foram medidas, notadamente na linha entre Caxias do Sul (RS) e Terra de Areia (RS). Os resultados desta pesquisa mostram a necessidade da efetiva incorporação das variações das densidades das massas topográficas aos cálculos da SGQG, quando se deseja a determinação das altitudes ortométricas. A metodologia utilizada considerou a influência da densidade dos materiais e da gravidade medida. Os resultados obtidos concordaram com a hipótese de que é possível endossar o sistema de altitude clássico, pois é viável obter a altitude ortométrica no estado do RS no contexto das RRNN.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (PPGSR/UFRGS).

Contribuição dos Autores

A primeira autora (Susana Amaral Torres) foi responsável pela fundamentação teórica, coleta e processamento dos dados, metodologia, análise dos resultados, redação, revisão e edição, sob a supervisão e orientação do 2º autor (Sergio Florencio de Souza). Ao 3º autor (Rodrigo Ferraz) coube a revisão de todas as etapas, contribuindo com a conceituação teórica e o desenvolvimento da metodologia.

Conflitos de Interesse

Os autores declaram não haver conflito de interesses.

Referências

- ALBARICI, F. L.; GUIMARÃES, G. N.; FOROUGH, I.; SANTOS, M.; TRABANCO, J. L. A. Separação Entre Geoide e Quase-Geoide: Análise das Diferenças Entre as Altitudes Normal-Ortométrica e Ortométrica Rigorosa. **Anuário do Instituto de Geociências** - UFRJ. v. 41, n. 3/2018, p. 71-81, 2018. DOI: 10.11137/2018_3_71_81.
- ARANA, J. M. **Geodésia Física**. Universidade Estadual Paulista. UNESP, 2009.
- BARTHELMES, F.; KÖHLER, W. **ICGEM - International Centre for Global Earth Models - Gravity Field Models**, 2020 - Services coordinated by the International Gravity Field Service (IGFS) of the International Association of Geodesy (IAG). Disponível em: <http://icgem.gfz-potsdam.de/calcpoints>. Acesso em: 15 jan. 2020.
- BELAYA, Y.; GODAHB, SZELACHOWSKAB, W. M.; TENZER, R. ETH-GQS: An estimation of geoid-to-quasigeoid separation over Ethiopia. 2022. In: *Geodesy and Geodynamics*. V. 13, n. 1, p. 31-37, 2022. DOI: 10.1016/j.geog.2021.09.006.
- BLITZKOW, D.; CAMPOS I. de O.; FREITAS S. R. C. de. Altitude: O que interessa e como equacionar. In: **Anais do I Simpósio de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação**. USP, 2004. Disponível em: <http://sites.poli.usp.br/ptr/lgt/FTP/altitude.pdf>. Acesso em: 15 jan. 2019.
- DALAZOANA, R. **Implicações na cartografia com a evolução do sistema geodésico brasileiro e futura adoção do SIRGAS**. Dissertação (Mestrado em Ciências Geodésicas) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, UFPR, Curitiba, Paraná, 2001.
- DALAZOANA, R. **Estudos dirigidos à análise temporal do datum vertical brasileiro**. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, UFPR, Curitiba, Paraná, 2005.
- FALAVIGNA, G. P.; SOUZA, S. F.; XAVIER, M. B.; ROLIM, S. B. A. Controle de qualidade aplicado a dados gravimétricos. **Revista Brasileira de Geomática**, v. 2, p. 20-29, 2014. DOI: 10.3895/rbgeo.v2n1.5443.
- FERREIRA, V. G.; FREITAS, S. R. C. de; HECK, B. Determinação da diferença de geopotencial do datum vertical brasileiro relativa ao Earth Gravity Model 2008. In: **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 62, n. 3, p. 467-477, 2010. (ISSN 0560-4613)
- FERREIRA, V. G.; FREITAS, S. R. C. de; HECK, B. A Separação entre o geoide e o quase-geoide: Uma Análise no contexto brasileiro. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 63, Edição Especial 40 Anos, 2011. (ISSN 0560-4613).
- FLURY, J.; RUMMEL, R. On the geoid-quasigeoid separation in mountainous áreas. **Journal of Geodesy**, v.

- 83, p. 829-847, 2009. DOI: 10.1007/s00190-009-0302-9.
- FOROUGH, I.; TENZER, R. Comparison of different methods for estimating the geoid-to-quasi-geoid separation. **Geophysical Journal International**: v. 210, n. 2, p. 1001-1020, 2017. DOI: 10.1093/gji/ggx221.
- FOROUGH, I.; VANÍČEK, P.; SHENG, M.; KINGDON, R. W.; SANTOS, M. C. In Defense of the Classical Height System. **Geophysical Journal International**, v. 211, p. 1154-1161, 2017. DOI: 10.1093/gji/ggx366.
- GEMAEL, C. **Introdução à Geodésia Física**. Curitiba: Editora da UFPR, 304 p., 2012.
- HEISKANEN, W. A.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**. San Francisco and London: W. H. Freeman and Company, 364 p., 1967.
- HOFMANN-WELLENHOF B.; MORITZ, H. **Physical Geodesy**. Ed. Springer-Verlag Wien, 403 p., 2005.
- HUANG, J.; VANÍČEK, P.; PAGIATAKIS, S.; BRINK, W. Effect of topographical density on geoid in the Canadian Rocky Mountains. **Journal of Geodesy**, v.74, p. 805-815, 2001. DOI: 10.1007/s001900000145.
- International Association of Geodesy (IAG). IAG Resolution No. 1: Definition and realization of an International Height Reference System (IHR). **IAG Resolutions at the XXVI IUGG General Assembly 2015**. München, Germany, 2015.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)**, 2020. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 15 set. 2019.
- Instituto Geográfico Nacional República Argentina (IGN)**. República Argentina - Poder Ejecutivo Nacional. Año 2017. Disposición Número: DI-2017-2-APN-IGN#MD. Ciudad de Buenos Aires. 02 de Enero de 2017. Disponível em: http://ramsac.ign.gob.ar/posgar07_pg_web/documentos/DI-2017-00031297-APN-IGNMD.pdf. Acesso em: 15 dez. 2019.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI)**. Guía Metodológica para la Generación e Integración de Metadatos Geográficos conforme a la Norma Técnica para la elaboración de Metadatos Geográficos (NTM). Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México: INEGI, 2015. 77 p. Disponível em: https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/nueva_estruc/702825076962.pdf. Acesso em: 15 jan. 2020.
- LUZ, R. T. **Estratégias para a modernização da componente vertical do sistema geodésico brasileiro e sua integração ao SIRGAS**. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, Setor de Ciências da Terra, UFPR, Curitiba, Paraná, 2008.
- MAUNE, D. F. **Digital Elevation Model Technologies and Applications: The DEM Users Manual**. Published by Brand: Asprs Pubns (The Imaging & Geospatial Information Society), 2001.
- MORITZ, H. Geodetic Reference System 1980. **Journal of Geodesy**, In: **The Geodesist's Handbook Le Manuel du Géodésien 2000**. Editor: Ole B. Andersen, 2000.
- PAGIATAKIS, S.; ARMENAKIS, C.: Gravimetric Geoid Modelling with GIS. **International Geoid Service**. Bulletin, v. 8, p.104-112, 1999.
- PAVLIS, N. K.; HOLMES, S. A.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K. An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. **Geophysical Research Abstracts**, Vienna, Austria, v. 10, EGU2008-A-01891, EGU General Assembly2008.
- PAVLIS, N. K.; HOLMES, S. A.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). In: **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 117, n. B4, B04406, 2012. DOI: 10.1029/2011JB008916.
- SÁNCHEZ, L. **Determinacion de Alturas Físicas em Colombia**. Institut Für Planetare Geodäsie. Technische Universität Dresden. Dresden, 2002.
- SÁNCHEZ, L.; SEEMÜLLER, W.; DREWES, H.; MATEO, L.; GONZÁLEZ, G.; SILVA, A.; PAMPILLÓN, J.; MARTINEZ, W.; CIOCE, V.; CISNEROS, D.; CIMBARO S. Long-Term Stability of the SIRGAS Reference Frame and Episodic Station Movements Caused by the Seismic Activity in the SIRGAS Region. In: Altamimi Z. and Collilieux X. (Eds.): **Reference Frames for Applications in Geosciences**, IAG

Symposia 138: 153-161, 2013.

- SANTOS; N. P.; ESCOBAR; I. P. Determinação gravimétrica do geoide na região do município do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 18, n. 1, p. 50-62, 2000. DOI: 10.1590/S0102-261X2000000100005.
- SCHWABE, J.; HORWATH, M.; SCHEINERT, M.; The evaluation of the geoid-quasigeoid separation and consequences for its implementation. **Acta Geodaetica et Geophysica**, v. 51, n. 3, p. 451-466, 2016. DOI: 10.1007/s40328-015-0136-2.
- SEIGEL, H. O. **A Guide to High Precision Land Gravimeter Surveys**, 122 p., 1995. Disponível em: <https://scintrexltd.com/wp-content/uploads/2017/02/Guide-High-Precision-Land-Gravimeter-Surveys.pdf>. Acesso em: 15 jun. 2019.
- SEVERO, T. C. **Estudo das Altitudes Físicas Aplicado à Rede Altimétrica Fundamental do Brasil no Estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, UFRGS, 2013.
- SEVERO, T. C.; SOUZA, S. F de; MATSUOKA, M. T.; GEHLEN; A. K. Estudo das correções gravimétricas para altitudes físicas aplicadas aos desníveis da RAAP. **Boletim de Ciências Geodésicas**, Curitiba, v. 19, n. 3, p. 472-497, Julho/Setembro - 2013. DOI: 10.1590/S1982-21702013000300008.
- SJÖBERG, L. E. On the geoid and orthometric height vs. quasigeoid and normal height. **Journal of Geodetic Science**, v. 8, p. 115-120, 2018. DOI: 10.1515/jogs-2018-0011.
- SJÖBERG, L. E. The geoid-to-quasigeoid difference using an arbitrary gravity reduction model. **Studia Geophysica et Geodaetica**, v. 56, p. 929-933, 2012. DOI: 10.1007/s11200-011-9037-1.
- SJÖBERG, L.E.; BAGHERBANDI M. **Gravity Inversion and Integration - Theory and Applications in Geodesy and Geophysics**, Publishing company: Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 2017. DOI: 10.1007/978-3-319-50298-4
- SHARMA, P. Gravity surveying. In **Environmental and Engineering Geophysics**, Cambridge, p. 11-64, 1997. DOI: 10.1017/CBO9781139171168.003.
- SOUZA, S. F.; MATSUOKA, M. T.; GÖTZ, J. J.; SEVERO, T. C. Sobre o Novo Modelo do Geopotencial EGM2008. In: **Série em Geomática: 10 anos do Curso de Engenharia Cartográfica da UFRGS**. 1ª Edição. Porto Alegre. Instituto de Geociências, UFRGS, v. 2, p. 67-73, 2008.
- TENZER, R.; HIRT, C. H., NOVAK, P.; PITONAK, M.; ŠPLÁK, M. Contribution of mass density heterogeneities to the quasigeoid-to-geoid separation. **Journal of Geodesy**, v. 90, p. 65-80, 2016. DOI: 10.1007/s00190-015-0858-5.
- TENZER, R.; SIRGUEY, P.; RATTENBURY, M.; NICOLSON, J. A digital bedrock density map of New Zealand. **Computers & Geosciences**, v. 37, n. 8, p. 1181-1191, 2011. DOI: 10.1016/j.cageo.2010.07.010.
- TENZER, R.; VANÍČEK, P.; SANTOS, M.; FEATHERSTONE, W. E.; KUHN, M. The rigorous determination of orthometric heights. **Journal of Geodesy**, v. 79, n. 1/3, p. 82-92, 2005. DOI: 10.1007/s00190-005-0445-2.
- VERMEER, M. **Physical Geodesy**. 2006. Disponível em: <https://users.aalto.fi/~mvermeer/mpk-en.pdf>. Acesso em: 15 jul. 2019.

Biografia do autor principal



Susana Amaral Torres, nascida em 22 de dezembro de 1962 em Rio Grande-RS. Cursou Engenharia Civil na PUCRS em 1985, Engenharia Química na PUCRS em 1994, Especialização em projeto de tratamento de resíduos industriais na PUCRS em 1995, Administração na UFRGS em 1996, Engenharia Cartográfica na UFRGS em 2017 e Mestrado em Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento na UFRGS em 2022. Trabalhou em projetos de obras rodoviárias, processamento de dados, viabilidade técnica de projetos, acompanhamento e fiscalização. Atualmente se preparando para o Doutorado na UFRGS na cidade de Porto Alegre-RS.



Esta obra está licenciada com uma Licença [Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.