

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CHRISTIAN GONZALO PILAPANTA AMAGUA

MODELAGEM DA RESPOSTA ELÁSTICA SUPERFICIAL AOS DIFERENTES PROCESSOS
DE CARGA NA AMÉRICA DO SUL BASEADOS EM OBSERVAÇÕES GNSS

CURITIBA

2023

CHRISTIAN GONZALO PILAPANTA AMAGUA

MODELAGEM DA RESPOSTA ELÁSTICA SUPERFICIAL AOS DIFERENTES PROCESSOS
DE CARGA NA AMÉRICA DO SUL BASEADOS EM OBSERVAÇÕES GNSS

Tese apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Ciências Geodésicas no Curso de Pós Graduação em Ciências Geodésicas, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná,

Orientador: Prof^a. Dr^a. Claudia Pereira Krueger

CURITIBA

2023

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Amagua, Christian Gonzalo Pilapanta

Modelagem da resposta elástica superficial aos diferentes processos de carga na América do Sul baseados em observações GNSS. / Christian Gonzalo Pilapanta Amagua. – Curitiba, 2023.

1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra. Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Claudia Pereira Krueger.

1. Satélites (GNSS). 2. Massa de águas oceânicas. I. Krueger, Claudia Pereira. II. Universidade Federal do Paraná. Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO CIÊNCIAS
GEODÉSICAS - 40001016002P6

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação CIÊNCIAS GEODÉSICAS da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **CHRISTIAN GONZALO PILAPANTA AMAGUA** intitulada: **Modelagem da resposta elástica superficial aos diferentes processos de carga na América do Sul baseados em observações GNSS.**, sob orientação da Profa. Dra. CLAUDIA PEREIRA KRUEGER, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 23 de Junho de 2023.

Assinatura Eletrônica

26/06/2023 18:48:19.0

CLAUDIA PEREIRA KRUEGER
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

27/06/2023 11:42:45.0

SÍLVIO ROGÉRIO CORREIA DE FREITAS
Avaliador Externo (NENHUM VÍNCULO INSTITUCIONAL)

Assinatura Eletrônica

29/06/2023 10:46:42.0

ALFONSO RODRIGO TIERRA CRIOLLO
Avaliador Externo (UNIVERSIDAD DE LAS FUERZAS ARMADAS)

Assinatura Eletrônica

27/06/2023 08:53:26.0

REGIANE DALAZOANA
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

27/06/2023 07:55:17.0

GABRIEL DO NASCIMENTO GUIMARÃES
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA)

*Este trabalho é dedicado a meus pais Gonzalo e Martha e minha irmã Mónica,
por sempre me apoiar e acreditar em mim,
as minhas sobrinhas Sophia e Danna,
por ser minha força vital e minha maior inspiração
e a todos aqueles que já não estão presentes, que fazem tanta falta
e cujas memórias me acompanham sempre.*

AGRADECIMENTOS

A Deus por esta conquista. Sei que sem Ele nada teria sido dessa forma. Obrigado Deus, por ser o autor de meu destino, meu guia, e meu socorro presente na hora da angústia.

Aos meus pais, Gonzalo e Martha, e à minha irmã, Mônica, que com muito carinho e apoio, não mediram esforços para que eu chegasse até aqui. Suas bênçãos e suas palavras foram que deram, em alguns momentos, a força para seguir e lembrar que não estou sozinho nesta caminhada.

À minha avó Maria Esther, a meus tios e primos, principalmente aqueles que já não estão mais aqui, pelas bênçãos, incentivo, exemplo e apoio constantes.

À Prof^a. Dr^a. Cláudia Pereira Krueger pela orientação, ensinamento e conselhos que tornaram possível a conclusão deste trabalho. Não tenho palavras suficientes para agradecer toda sua ajuda, amizade e o carinho dado durante todo este tempo.

Aos colegas do Laboratório de Geodésia Espacial e Hidrografia (LAGEH), Anderson, Renata, Lais, Jorge, Sérgio, Allan e Darlan, pela amizade, apoio e colaboração diária. A experiência de uma produção compartilhada na comunhão com amigos foram a melhor experiência da minha formação acadêmica.

Aos meus grandes amigos: Alejandra, Amanda, Ana, Andrea, Ariadny, Camilla, Carolina, Christian, Day, Daniel, Daniele, Denisse, Eduardo, Elias, Estefy, Eurico, Fabiane, Fernanda, Gisselle, Isabel, Israel, Janiny, Jorge, José, Juan, Lais, Leonardo, Marciano, Mario, Marlon, Michelle, Mireya, Mônica, Naissa, Nathalia, Nathaly, Rayssa, Ricardo, Robson, Sérgio, Sole, Suzana, Tatiana, Vanessa, Verónica e todos os que faltam. Obrigado por ser minha segunda família e por estar junto comigo apesar do tempo e da distância.

Aos meus colegas e professores do Departamento de Geomática e do Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas da UFPR, pelo convívio, apoio, compreensão e amizade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo auxílio financeiro.

RESUMO

Um processo físico de grande importância a ser considerado no uso de soluções posicionais é aquele relacionado com o estudo da resposta elástica da superfície terrestre. Ele é o fruto do sobrecarregamento da Terra em função da redistribuição de massas e faz parte do denominado ciclo hidrológico. A abordagem principal utilizada para a modelagem de dita resposta envolve a convolução individual das Funções de Carga de Green e a variação de massas obtida através de diferentes modelos globais de superfície. No entanto, este tipo de modelagem não é considerado auto-consistente, já que os modelos em conjunto não conservam sua massa global, principalmente o modelo de carga oceânica, o qual mantém sua massa constante através do tempo sem considerar a troca de massas com a atmosfera e a superfície terrestre. Para solucionar este problema é necessário a inclusão de uma resposta oceânica “passiva”, capaz de manter a superfície do oceano numa superfície equipotencial média ainda quando mudar sua massa. Objetivando o estudo destes processos, principalmente da incidência da resposta oceânica passiva, na presente pesquisa foram comparadas e analisadas as soluções posicionais de 507 estações GNSS da Rede continental SIRGAS-CON com seus respectivos sinais de carga durante o período compreendido entre os anos 2000 e 2020. Os resultados obtidos, permitiram identificar uma correlação moderada entre os 2 conjuntos de dados, sendo o sinal de carga hidrológica HYDL o que apresentou o maior nível de correlação e a sua componente vertical teve a maior incidência, principalmente em estações com altitudes inferiores aos 1000 metros e localizadas em latitudes médias, entre os 20° norte e 40° sul. Com relação à incorporação da resposta oceânica passiva foi possível observar uma leve melhoria na precisão das soluções após sua filtragem, sendo as estações com maior redução de suas variâncias aquelas localizadas na bacia do Rio Amazonas e as de menor redução aquelas localizadas próximas aos Andes, nas proximidades da linha equatorial, em estações com altitudes mais elevadas do que 2500 metros.

Palavras-chaves: GNSS, sinais de carga, resposta oceânica passiva, movimentos de massa superficial

ABSTRACT

A physical process of great importance to be considered in the use of positional solutions is that related to the study of the elastic response of the Earth's surface. It is the result of the overloading of the Earth due to the redistribution of masses and is part of the so-called hydrological cycle. The main approach used for the modeling of said response involves the individual convolution of Green's Load Functions and the mass variation obtained through different global surface models. However, this type of modeling is not considered self-consistent, since the models together do not conserve their global mass, especially the ocean load model, which maintains its mass constant over time without considering the change of masses with the atmosphere and the Earth's surface. To solve this problem it is necessary to include a "passive" ocean response, capable of keeping the ocean surface at an average equipotential surface even when changing its mass. Aiming to study these processes, mainly the incidence of passive oceanic response, in this research the positional solutions of 507 GNSS stations of the continental SIRGAS-CON Network were compared and analyzed with their respective load signals during the period between the years 2000 and 2020. The results obtained allowed us to identify a moderate correlation between the 2 sets of data, with the HYDL hydrological load signal showing the highest level of correlation and its vertical component having the highest incidence, mainly in stations with altitudes below 1000 m meters and located in mid-latitudes, between 20° north and 40° south. Regarding the incorporation of the passive oceanic response, it was possible to observe a slight improvement in the accuracy of the solutions after filtering, with the stations with the greatest reduction in their variances being those located in the Amazon River basin and the ones with the smallest reduction being those located close to the Andes, in the near the equatorial line, in stations with altitudes higher than 2500 meters.

Key-words: GNSS, loading signals, passive ocean response, surface mass displacements

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 – ESQUEMA GEOMÉTRICO DOS EFEITOS DE CARGA	26
FIGURA 2 – PRESSÃO SUPERFICIAL E DESLOCAMENTOS VERTICAIS INDUZIDOS	29
FIGURA 3 – MARÉ OCEÂNICA. HARMÔNICO M2 (PERÍODO: 12h)	30
FIGURA 4 – DESLOCAMENTOS VERTICAIS INDUZIDOS PELO EFEITO DE CARGA HIDROLÓGICA	31
FIGURA 5 – (×) DESLOCAMENTO DO CENTRO DE MASSA PARA 5 SISTEMAS ISOMÓRFICOS. ESTAÇÕES GNSS (●) ANTES DA DEFORMAÇÃO E (○) APÓS A DEFORMAÇÃO E (+) ORIGEM DO SISTEMA DURANTE A REDISTRIBUIÇÃO DE MASSAS.	40
FIGURA 6 – COMPONENTES DO SISTEMA TERRESTRE DE ACORDO COM O DREM	44
FIGURA 7 – REDE CONTINENTAL SIRGAS-CON	47
FIGURA 8 – ESQUEMA GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA	49
FIGURA 9 – ESQUEMA GERAL DE TRABALHO. ABORDAGEM GEOFÍSICA	52
FIGURA 10 – ESQUEMA GERAL DE TRABALHO. ABORDAGEM GEODÉSICA	54
FIGURA 11 – ESQUEMA GERAL DO ANÁLISE DE RESULTADOS	55
FIGURA 12 – SÉRIE DE COORDENADAS DA ESTAÇÃO GNSS BOGT - COMPONENTE NORTE	67
FIGURA 13 – SÉRIE DE COORDENADAS DA ESTAÇÃO GNSS BRAZ - COMPONENTE LESTE	67
FIGURA 14 – SÉRIE DE COORDENADAS DA ESTAÇÃO GNSS RIO2 - COMPONENTE VERTICAL	67
FIGURA 15 – SÉRIE DE COORDENADAS E SINAIS DE CARGA PARA A ESTAÇÃO GNSS BOGT	68
FIGURA 16 – SÉRIE DE COORDENADAS E SINAIS DE CARGA PARA A ESTAÇÃO GNSS BRAZ	69
FIGURA 17 – SÉRIE DE COORDENADAS E SINAIS DE CARGA PARA A ESTAÇÃO GNSS RIO2	69
FIGURA 18 – COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO DE PEARSON POR SINAL DE CARGA INDIVIDUAL	70
FIGURA 19 – COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO DE PEARSON POR SINAL DE CARGA TOTAL	70
FIGURA 20 – AMPLITUDE DE CADA UM DOS SINAIS DE CARGA PARA A COMPO- NENTE VERTICAL	71
FIGURA 21 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA POR COMPONENTE	72
FIGURA 22 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA INDIVIDUAL PARA CADA UM DOS EFEITOS DE CARGA	72
FIGURA 23 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. COMPONENTE LESTE	73
FIGURA 24 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. COMPONENTE NORTE	73
FIGURA 25 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. COMPONENTE VERTICAL	74

FIGURA 26 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. PORCENTAGEM DE ESTAÇÕES COM MELHORAS E PREJUÍZOS	74
FIGURA 27 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. NÚMERO DE ESTAÇÕES COM MELHORAS E PREJUÍZOS	75
FIGURA 28 – GPS SITES LOCATION	81
FIGURA 29 – LOADING SIGNALS AND COORDINATE TIME SERIES OF GPS SITES: BIEC, RIOP, S061 AND SHEC	83
FIGURA 30 – AMPLITUDE OF INDIVIDUAL LOADING SIGNALS AS A FUNCTION OF THE HEIGHT OF GPS SITES	84
FIGURA 31 – TOTAL LOADING SIGNALS AND TIME SERIES OF GPS SITES: BIEC, RIOP, S061 AND SHEC	84
FIGURA 32 – AMPLITUDE OF TOTAL LOADING SIGNALS AS A FUNCTION OF GPS SITES LOCATION	85
FIGURA 33 – WRMS REDUCTION FACTOR HISTOGRAMS FOR EACH LOADING SIGNALS	86
FIGURA 34 – PEARSON'S CORRELATION AND WRMS REDUCTION FACTOR VALUES FOR TOTAL LOADING SIGNALS	86
FIGURA 35 – ORIGINAL AND FILTERED GPS COORDINATE TIME SERIES FOR RIOP GPS SITE	86
FIGURA 36 – PEARSON'S CORRELATION AND WRMS REDUCTION FACTOR VALUES FOR ALL STATIONS	87
FIGURA 37 – ELEMENTOS KEPLERIANOS ORBITAIS	104
FIGURA 38 – ESQUEMA BÁSICO DE REFRAÇÃO DO SINAL GPS	107
FIGURA 39 – EFEITO DE MULTICAMINHO	110
FIGURA 40 – PARÂMETROS PRINCIPAIS DA ANTENA DO RECEPTOR	111
FIGURA 41 – CICLOS CLIMATOLÓGICOS DA PRESSÃO SUPERFICIAL (mBar)	114

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – SOLUÇÕES POSICIONAIS SIRGAS E SISTEMAS DE REFERÊNCIA . .	48
TABELA 2 – MODELOS DE MARÉ	50
TABELA 3 – MODELOS DE SUPERFÍCIE	50
TABELA 4 – PRINCIPAIS FONTES DE ERRO NO POSICIONAMENTO	103
TABELA 5 – TIPOS DE ÓRBITAS GERADAS PELO IGS	104
TABELA 6 – ERROS DE LINHAS DE BASE EM FUNÇÃO DO ERRO ORBITAL	105
TABELA 7 – TERMOS DE MARÉ	114

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATL	Ingl. Atmospheric Tidal Loading
BIPM	Fran. Bureau International des Poids et Mesures
CE	Ingl. Center of Mass of the Solid Earth
CF	Ingl. Center of Surface Figure
CH	Ingl. Center of Surface Height Figure
CIO	Ingl. Conventional International Origin
CL	Ingl. Center of Surface Lateral Figure
CM	Ingl. Center of Mass of the Earth System
DREM	Ingl. Dynamic Reference Earth Model
GGFC	Ingl. IERS Global Geophysical Fluids Centre
GGOS	Ingl. Global Geodetic Observing System
GIA	Ingl. Glacial Isostatic Adjustment
GLDAS	Ingl. Global Land Data Assimilation System
GPS	Ingl. Global Positioning System
GMCS	Ingl. Globally Mass Conserving ModelSystem
GNSS	Ingl. Global Navigation Satellite System
GRACE	Ingl. Gravity Recovery and Climate Experiment
HYDL	Ingl. Hydrological Loading
IASPEI	Ingl. International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior
IB	Ingl. Inverter Barometer
ICL	Ingl. Ice/snow Loading
IERS	Ingl. International Earth rotation and Reference systems Service
IGS	Ingl. International GNSS Service
ITRF	Ingl. International Terrestrial Reference Frame
ITRS	Ingl. International Terrestrial Reference System
LAGEH	Laboratório de Geodésia e Hidrografia

LGF	Ingl. Loading Green Functions
LLN	Ingl. Load Love Numbers
LSM	Ingl. Least Squares Method
MERRA	Ingl. Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications
NTAL	Ingl. Non-Tidal Atmospheric Loading
NTOL	Ingl. Non-Tidal Oceanic Loading
OTL	Ingl. Oceanic Tidal Loading
PCM	Ingl. Principle of Mass Conservation
PCO	Ingl. Phase Center Offset
PCV	Ingl. Phase Center Variaton
PEM	Ingl. Parametric Earth Models
PGN	Ingl. Permanent GNSS Network
PREM	Ingl. Preliminary Reference Earth Model
PRN	Ingl. Pseudo Random Noise
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS
RINEX	Ingl. Receiver Independent Exchange Format
SIRGAS	Ingl. Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SLE	Ingl. Sea-Level Equation
SLEL	Ingl. Sea-Level Loading
SLTM	Ingl. Standard Linear Trajectory Model
SNREI	Ingl. Spherically Symmetric, Non-Rotating, Elastic and Isotropic Earth Model

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 JUSTIFICATIVA	18
1.2 OBJETIVOS	19
1.2.1 Objetivo Geral	19
1.2.2 Objetivos Específicos	19
1.3 HIPÓTESE	19
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
2.1 DEFORMAÇÃO ELÁSTICA DA TERRA SÓLIDA POR PROCESSOS DE CARGA	20
2.1.1 Equações de movimento	20
2.1.1.1 Integração numérica das equações de movimento	22
2.1.1.2 Condições de contorno	24
2.1.2 Números de sobrecarga de Love	25
2.1.3 Funções de Sobrecarga de Green	26
2.1.4 Cálculo da resposta elástica por efeitos de carga	28
2.1.4.1 Domínio Espacial: Convolução das funções elásticas de Green	28
2.1.5 Principais processos de carga	28
2.1.5.1 Carga atmosférica	29
2.1.5.2 Carga oceânica	30
2.1.5.3 Carga hidrológica	30
2.2 DEFORMAÇÃO ELÁSTICA DA TERRA INFERIDA POR OBSERVAÇÕES GNSS	32
2.2.1 Sistemas globais de navegação por satélite, Conceitualização	33
2.2.1.1 Modelagem das observações. Método dos mínimos quadrados	34
2.2.2 Erros sistemáticos presentes no posicionamento. IERS Conventions (2010)	35
2.2.2.1 Deslocamentos superficiais. Modelos de correção <i>a-priori</i> e <i>a-posteriori</i>	36
2.2.3 Movimento do centro de massa. Sistemas isomórficos	38
2.2.3.1 Principais sistemas isomórficos	39
2.2.4 Sistema de Referência Terrestre Internacional. ITRS/ITRF	42
2.2.4.1 Modelo linear de trajetórias	42
2.2.4.2 Modelo dinâmico de referência terrestre	43
2.2.4.3 Sistema global de conservação de massas	45
3 METODOLOGIA	47
3.1 ÁREA DE ESTUDO	47
3.2 ESQUEMA GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA	49
3.2.1 Processamento e modelagem dos dados	50
3.2.1.1 Pré-processamento dos dados	50
3.2.1.2 Abordagem geofísica	51
3.2.1.3 Abordagem geodésica	53

3.2.2	Análise de resultados	54
4	RESULTADOS	57
4.1	ARTIGO 1. MODELAGEM DA RESPOSTA ELÁSTICA SUPERFICIAL AOS DIFERENTES PROCESSOS DE CARGA NA AMÉRICA DO SUL BASEADOS EM OBSERVAÇÕES GNSS	58
4.1.1	Resumo	58
4.1.2	Introdução	58
4.1.3	Materiais	60
4.1.3.1	Dados GNSS	60
4.1.3.2	Efeitos de carga e modelos globais de superfície	61
4.1.3.3	Resposta oceânica passiva	61
4.1.4	Métodos	62
4.1.4.1	Séries de coordenadas e modelo de trajetórias	62
4.1.4.2	Identificação de offsets nas séries de coordenadas	62
4.1.4.3	Cálculo dos diferentes efeitos de carga	63
4.1.4.4	Cálculo do efeito de carga total	65
4.1.4.5	Análise da correlação, consistência e incidência dos efeitos de carga na série de coordenadas	66
4.1.5	Resultados	66
4.1.5.1	Análise das séries de coordenadas	66
4.1.5.2	Análise da correlação dos dados GNSS e os efeitos de carga	68
4.1.5.3	Análise do fator de redução da variância	71
4.1.6	Conclusões e Discussões	75
4.2	ARTIGO 2. ESTUDO DAS DEFORMAÇÕES VERTICAIS TERRESTRES OCORRENTES NO EQUADOR BASEADO EM DADOS GPS E MODELOS DE CARGA SUPERFICIAIS	77
4.2.1	Abstract	77
4.2.2	Introduction	77
4.2.3	Earth deformation induced by surface mass loading	78
4.2.3.1	Load Love numbers computation	78
4.2.3.2	Green's function approach	79
4.2.3.3	Spatial convolution over the loading area	80
4.2.3.4	Mass conservation on seasonal surface mass loading models	80
4.2.4	Data and Methods	81
4.2.4.1	GPS coordinate time series	81
4.2.4.2	Loading models	82
4.2.4.3	Consistency analysis of Loading signals	83
4.2.5	Results and discussion	83
4.2.5.1	Loading signals analysis	83
4.2.5.2	Comparison of loading signals and GPS solutions	85
4.2.6	Conclusions	87

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	89
REFERÊNCIAS	91
APÊNDICES	102
APÊNDICE A PRINCIPAIS FONTES DE ERRO NO POSICIONAMENTO	103

1 INTRODUÇÃO

É bem conhecido que em escala de tempo prolongados, a maior redistribuição das massas na superfície da Terra sólida ocorre como parte do denominado ciclo hidrológico (CLARKE, 2005). Dito processo carga e deforma a Terra, dando lugar a diversos subprocessos os quais atingem de forma direta a definição e conceitualização dos diferentes sinais e parâmetros geodésicos. De acordo com Plag, Blewitt e Herring (2007) é possível evidenciar, por exemplo, como ditos movimentos de massa geram a alteração do campo de gravidade da Terra e mudam o momento angular e de inércia da atmosfera, oceanos e hidrosfera terrestre. Por sua vez, Blewitt et al. (2001), através da análise de pontos GPS localizados em diversas partes do mundo, estabeleceram como a troca de massas inter-hemisférica, fruto do sobrecarregamento da superfície pela neve e a pressão atmosférica desloca o centro de massa da Terra sólida (em inglês: Center of Mass of the Solid Earth, CE) em relação à origem do ITRF, definido como o centro de massa do Sistema Terrestre (em inglês: Center of Mass of the Earth System, CM) (BLEWITT, 2003). Com base nisto, diversos estudos têm sido desenvolvidos a fim de identificar e modelar os diferentes efeitos de carga governados pelo chamado "Princípio de Conservação de Massa" (em inglês: Principle of Mass Conservation, PCM) (WATANABE; ORTEGA, 2011). A abordagem principal utilizada é a estabelecida por Farrell (1972) através da convolução espacial das Funções de Green (LONGMAN, 1962) e a variação de massas, fruto da força exercida por cada um dos efeitos de carga. Entre alguns dos principais estudos baseados neste princípio encontram-se: Dach et al. (2011), Dill et al. (2015), Moreira et al. (2016), Oreiro et al. (2018), Tregoning e VanDam (2005), VanDam, Blewitt e Heflin (1994), VanDam et al. (2010) e Williams e Penna (2011). No entanto, e apesar de ser a técnica mais utilizada, no ano de 2007 a Agência Especial do Centro Global de Fluídos Geofísicos (GGFC) (em inglês: GGFC Special Bureau for Loading), determinou que a modelagem individual de cada um dos efeitos através da utilização desta técnica, não atingia o nível de acurácia estabelecido pelo Sistema de Observação Geodésico Global (em inglês: Global Geodetic Observing System, GGOS) de 10^{-9} ou melhor (PLAG; PEARLMAN, 2009). Isto se deve, a que a consistência das variações na forma da Terra, no campo de gravidade e na rotação terrestre, exigem uma abordagem integrada e correlacionada dos seus efeitos e interações (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007). Clarke (2005), por sua vez, demonstrou que a geração dos modelos de carga obtidos pela simples combinação da redistribuição de massa devido aos fenômenos individuais, não podem ser considerados auto-consistentes devido a dois motivos fundamentais. O primeiro relacionado ao não cumprimento do PCM, em razão que o estoque de água mundial varia fortemente ao longo do tempo, e o segundo relacionado com a modelagem da variação do nível do mar, a qual não se encontra ligada a uma superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra. A solução deste problema, baseia-se na inclusão de uma resposta oceânica "passiva" a médio prazo, espacialmente variável, que permita manter a superfície do oceano numa superfície equipotencial média ainda quando mudar sua massa. Um dos primeiros estudos que leva em consideração ditos princípios, é o desenvolvido por Dill e Dobslaw (2013), os quais estabelecem que para cumprir o PCM, é necessário incluir o efeito gerado pela variação barostática do

nível médio do mar. Assim, eles calcularam a deformação superficial (resolução espacial de 0,5° e temporal de 24 horas), através da somatória dos modelos de carga atmosférica (em inglês: Non-Tidal Atmospheric Loading, NTAL), oceânica (em inglês: Non-Tidal Oceanic Loading, NTOL) e hidrológica (em inglês: Hydrological Loading, HYDL) mais o chamado modelo de carga por variação do nível do mar (em inglês: Sea-Level Loading, SLEL), sendo este último, a anomalia oceânica passiva calculada através da solução da "Equação do Nível Médio do Mar" (em inglês: Sea-Level Equation, SLE) (SPADA; STOCCHI, 2007). Na América do Sul, Ferreira et al. (2019), por sua vez, determinaram a resposta elástica da crosta terrestre sul-americana, através da combinação dos efeitos NTAL, NTOL e HYDL, baseados nos modelos de superfície terrestre GLDAS (RODELL et al., 2004) e MERRA (RIENECKER et al., 2011) além de dados mensais da última realização dos satélites GRACE (GRACE Release 06) (SAVE et al., 2018). Os resultados obtidos demonstraram uma maior incidência dos efeitos de carga na Bacia Amazônica e na Região Andina, no entanto, devido a que a somatória dos 3 efeitos não completa o PCM (ausência do SLEL), o estudo só estabelece uma relação parcial da incidência dos efeitos.

Baseados nestes preceitos, a presente pesquisa tem por objetivo geral, calcular e modelar a deformação superficial produzida pelos diferentes processos de carga na América do Sul, partindo da análise dos dados GPS obtidos pelas estações GNSS de monitoramento contínuo que compõem a Rede SIRGAS-CON (CIOCE et al., 2018) e da definição de um Sistema de Conservação de Massas Global (em inglês: Globally Mass Conserving Model Sytem, GMCS). Neste sistema, a resposta elástica da Terra é definida como a somatória dos diferentes efeitos em conformidade com o estabelecido por Herring et al. (2009). Isto é, a definição do GMCS, parte do estabelecimento do denominado "Modelo Dinâmico de Referência Terrestre" (em inglês: Dynamic Reference Earth Model, DREM) o qual estabelece que a geometria, o campo de gravidade e a rotação terrestre tem que ser definidos pelas forças que atuam na Terra sólida, incluindo não apenas as forças de maré externas, mas também as forças de carga, as forças de volume devido às alterações no campo de rotação e gravidade, as forças associadas à convecção ou redistribuição rápida das massas durante os terremotos e as forças termodinâmicas que dirigem a convecção no manto e no núcleo da Terra, responsáveis de fenômenos como o vulcanismo e a tectônica de placas (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007).

1.1 JUSTIFICATIVA

Apesar da existência, nos últimos anos, de inúmeras pesquisas encaminhadas ao estudo dos efeitos de carga e sua incidência na definição e conceitualização dos diferentes parâmetros geodésicos (BEVIS et al., 2005; BOEHM et al., 2009; DACH et al., 2011; DILL et al., 2015; DOBSLAW et al., 2017; FERREIRA et al., 2019; FRITSCH; DÖLL; DIETRICH, 2012; HAN; RAZEGHI, 2017; MEYRATH; VANDAM, 2016; MOREIRA et al., 2016; PELTIER, 2004; TREGONING; VANDAM, 2005; VANDAM; WAHR, 1987; VANDAM; BLEWITT; HEFLIN, 1994; VANDAM et al., 2001; VANDAM et al., 2010; WILLIAMS; PENNA, 2011), a maior parte delas parte do pressuposto que não existe uma correlação direta entre os efeitos e os diferentes processos que os originam. De acordo com Plag, Blewitt e Herring (2007), este pressuposto constitui um verdadeiro problema a respeito da acurácia obtida na modelagem dos sinais de carga. Isto, já que a simples combinação dos diferentes modelos, sem levar em conta sua correlação, atinge um nível de acurácia muito menor daquele estabelecido pelo GGOS de 10^{-9} ou melhor para serem considerados modelos convencionais de correção (PLAG; PEARLMAN, 2009; GÉRARD; LUZUM, 2010). Visando estabelecer um tratamento consistente deste problema, a Agência Especial do GGFC para o estudo de cargas, no ano 2004, recomendou substituir a abordagem atual utilizada na definição do Sistema de Referência Terrestre Internacional, ITRF (ALTAMIMI et al., 2007; ALTAMIMI; COLLILIEUX; MÉTIVIER, 2011) pelo chamado de Modelo Dinâmico de Referência Terrestre, DREM (HERRING et al., 2009). Isto é, substituir a utilização de um modelo linear de trajetórias (coordenadas + velocidades) (em inglês: standard linear trajectory model, SLTM) na definição dos pontos que compõem o poliedro mundial (BEVIS; BEDFORD; CACCAMISE, 2019), por um modelo dinâmico que preveja a representação conjunta dos processos físicos mais relevantes, incluindo: os deslocamentos cossísmicos e pós-sísmicos de grandes terremotos, forças de maré externas, forças de carga, forças de volume devido às alterações no campo de rotação e gravidade e forças termodinâmicas responsáveis da convecção no manto e no núcleo da Terra (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007). Em princípio, esta nova abordagem pode ser vista como uma simples extensão do modelo convencional SLTM, no entanto, ao contrário deste, o DREM considera a interação dos diferentes processos através do estabelecimento de um modelo Terra integrado e auto-consistente, o qual, é gerado através do acoplamento das diferentes camadas que o compõem (atmosfera, oceanos e Terra sólida) (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007). Clarke (2005) por sua vez, afirma que para obter um modelo de carga global auto-consistente, é necessário incluir na modelagem a resposta "passiva" do oceano (especialmente variável), a fim de manter a superfície do mesmo em uma superfície equipotencial média ainda quando sua massa se altere (cumprimento do PCM). No entanto, e devido ao fato de que a resposta se baseia na solução da SLE (SPADA; STOCCHI, 2007), dito processo torna-se em uma etapa extremamente complexa, razão pela qual, esta abordagem tem sido praticamente ignorada até nossos dias.

Desta maneira, torna-se evidente a necessidade de estudar e modelar a resposta elástica da Terra aos diferentes processos de carga, em um Sistema Global de Conservação de Massas, no qual, dita resposta possa ser representada de forma consistente com o DREM e em cumprimento com o estabelecido pelo GGOS em termos de acurácia e funcionalidade.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

Caracterizar os padrões espaço-temporais da deformação superficial na América do Sul induzidos pelos diferentes processos de carga, através da análise de dados GPS e o cálculo da resposta elástica superficial para um modelo de Terra esfericamente simétrico, no rotacional, elástico e isotrópico (SNREI) previamente selecionado.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Calcular os Número de sobrecarga de Love e as Funções de Green, através da solução das Equações de Movimento para o modelo de Terra SNREI selecionado.
- Calcular a resposta elástica superficial induzida pelos diferentes processos de carga, através da convolução das Funções de Green e a variação de massa obtida por meio de diferentes modelos globais de superfície para todas as estações GNSS da Rede SIRGAS-CON nos últimos 19 anos.
- Calcular a resposta passiva dos oceanos, através da solução da Equação do Nível Médio do Mar, a fim de obter a conservação de massas do modelo Terra de forma global em conformidade com o estabelecido pelo Princípio de Conservação de Massas.
- Avaliar a incidência dos diferentes efeitos de carga nas soluções posicionais, através da análise dos valores de repetibilidade e o uso de estimadores estatísticos convencionais.

1.3 HIPÓTESE

A inclusão de uma resposta passiva dos oceanos elasticamente variável na modelagem individual dos diferentes efeitos de carga, permite obter um modelo de carga global auto-consistente capaz de atender ao Princípio de Conservação de Massas.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 DEFORMAÇÃO ELÁSTICA DA TERRA SÓLIDA POR PROCESSOS DE CARGA

Grande parte dos processos de deformação da superfície terrestre são ocasionados pelas denominadas forças de tração ou de carga. Estas são produzidas principalmente pela redistribuição das massas como parte do chamado "Ciclo Hidrológico" (CLARKE, 2005) e pelas forças de corpo (em inglês: body forces) exercidas pela Lua e pelo Sol no planeta. De acordo com Lambeck (1988), para o cálculo das deformações (em inglês: strain) é necessário conhecer a magnitude das forças de carga em conjunto com as dimensões e as propriedades mecânicas da Terra para cada um dos pontos avaliados. A principal abordagem utilizada hoje em dia para isto, é aquela estabelecida por Farrell (1972) a partir do cálculo dos denominados Números de sobrecarga de Love (em inglês: Load Love Numbers, LLN) e sua posterior utilização na obtenção das Funções de Green (LONGMAN, 1962). Estas por sua vez podem ser obtidas através da solução das equações de movimento e de Poisson definidas para um determinado modelo da Terra esfericamente simétrico, não rotacional, elástico e isotrópico (em inglês: Spherically Symmetric, Non-Rotating, Elastic and Isotropic Earth Model, SNREI). Finalmente, o cálculo da resposta de carga se reduz à avaliação de uma integral de convolução entre as Funções de Green calculadas e a magnitude das variações das massas obtidas através de um modelo global de superfície (MARTENS, 2016). Com o objetivo de esclarecer dito processo, na sequência apresenta-se uma revisão geral do chamado "Problema de Carga" em conformidade com o estabelecido por Alterman, Jarosch e Pekeris (1959), Longman (1962), Longman (1963) e Farrell (1972). Para uma revisão mais detalhada, recomenda-se: Martens (2016) e VanDam (2017).

2.1.1 Equações de movimento

De acordo com Longman (1962), as equações de movimento para um corpo planetário, inicialmente em equilíbrio hidrostático, podem ser obtidas zerando a frequência de vibração das Oscilações Livres da Terra (em inglês: Earth's free oscillations) (ALTERMAN; JAROSCH; PEKERIS, 1959). Assim, em um sistema de coordenadas esférico de raio r , colatitude θ , longitude φ e origem no centro de massas da Terra, as equações de movimento assumem a forma:

$$\rho_0 g_0 \Delta + \rho_0 \frac{\partial \phi}{\partial r} - \rho_0 \frac{\partial}{\partial r} (g_0 u) + \frac{\partial}{\partial r} \left(\lambda \Delta + 2\mu \frac{\partial u}{\partial r} \right) + \frac{2\mu}{r} \frac{\partial e_{r\theta}}{\partial \theta} + \frac{\mu}{r} (4e_{rr} - 2e_{\theta\theta} - 2e_{\varphi\varphi} + 2 \cot \theta \cdot e_{r\theta}) = 0 \quad (2.1)$$

$$\frac{\rho_0}{r} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} + 2 \frac{\partial}{\partial r} (\mu e_{r\theta}) + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} (-g_0 \rho_0 u + \lambda \Delta + 2\mu e_{\theta\theta}) + \frac{\mu}{r} \left[2 \cot \theta \left(\frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial \theta} - \frac{v}{r} \cot \theta \right) + 6e_{r\theta} \right] = 0 \quad (2.2)$$

onde, u e v , são os módulos dos vetores deslocamento para as componentes r e θ respectivamente; $\lambda(r)$ e $\mu(r)$ os parâmetros elásticos de Lamé; $\rho_0(r)$ a distribuição de densidade da Terra não deformada; $g_0(r)$ a gravidade da Terra não deformada determinado a partir de $\rho_0(r)$ por meio da relação:

$$g_0 = \frac{4\pi G}{r^2} \int_0^r \rho_0(s) s^2 ds \quad (2.3)$$

Δ a componente dilatação definida pela equação:

$$\Delta = \frac{\partial u}{\partial r} + \frac{2u}{r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) \quad (2.4)$$

e , e_{rr} , $e_{\theta\theta}$, $e_{\varphi\varphi}$ e $e_{r\theta}$ são as componentes de deformação (em inglês: strain components), definidas como:

$$e_{rr} = \frac{\partial u}{\partial r} \quad (2.5)$$

$$e_{\theta\theta} = \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial \theta} + \frac{u}{r} \quad (2.6)$$

$$e_{\varphi\varphi} = \frac{u}{r} + \frac{\cot \theta}{r} v \quad (2.7)$$

$$e_{r\theta} = \frac{1}{2r} \frac{\partial u}{\partial \theta} - \frac{v}{2r} + \frac{1}{2} \frac{\partial v}{\partial r} \quad (2.8)$$

O conjunto de equações de movimento fica completo com a inclusão da equação de Poisson através do desenvolvimento do potencial perturbador ϕ definido como:

$$\nabla^2 \phi = 4\pi G \left(\rho_0 \Delta + \frac{\partial \rho_0}{\partial r} u \right) \quad (2.9)$$

onde, G é a constante de gravitação universal.

A solução das equações de movimento 2.1, 2.2 e 2.9 para um modelo da Terra em particular, esta sujeita à obtenção dos valores de λ , μ e ρ_0 como uma função de r , algo muito complicado de obter devido à falta de conhecimento das propriedades internas da Terra.

No entanto, e como sugere Longman (1962), uma alternativa útil é obter os valores superficiais de λ , μ e ρ_0 para o caso de uma distribuição de massa de densidade σ_n localizada na superfície da Terra e proporcional a um polinômio de Legendre $P_n(\cos \theta)$ (função de distribuição sem dimensão), de tal forma que:

$$\sigma_n = K_n P_n(\cos \theta) \quad (2.10)$$

sendo K_n uma função de λ , μ e ρ_0 .

Com isto, é possível reproduzir o efeito da carga exercida na superfície por uma massa pontual unitária e por conseguinte obter uma solução numérica das equações de movimento através da implementação de funções singulares como são as chamadas Funções de Sobrecarga de Green (PAN; CHEN, 2015).

2.1.1.1 Integração numérica das equações de movimento

Assumindo 2.10 como solução padrão de 2.1, 2.2 e 2.9, verifica-se que:

$$u_n = U_n(r) P_n(\cos \theta) \quad (2.11)$$

$$v_n = V_n(r) \frac{\partial P_n}{\partial \theta}(\cos \theta) \quad (2.12)$$

$$\phi_n = P_n(r) P_n(\cos \theta) \quad (2.13)$$

onde, $U(r)$, $V(r)$ e $P(r)$ são variáveis transformadas no domínio das frequências (expressas como coeficientes radiais em harmônicos esféricos) as quais indicam deslocamentos verticais e tangenciais, bem como variação de potencial, respectivamente.

Com estas expressões, a equação 2.4 assume a forma:

$$\Delta = X(r) P_n(\cos \theta) \quad (2.14)$$

onde,

$$X(r) = \dot{U} + \frac{2}{r}U - \frac{n(n+1)}{r}V \quad (2.15)$$

e, por conseguinte 2.1, 2.2 e 2.9 podem ser expressas como:

$$\rho_0 \ddot{P} + g_0 \rho_0 X - \rho_0 \frac{\partial}{\partial r} (g_0 U) + \frac{\partial}{\partial r} (\lambda X + 2\mu \dot{U}) + \frac{\mu}{r^2} [4\dot{U}r - 4U + n(n+1)(-U - r\dot{V} + 3V)] = 0 \quad (2.16)$$

$$\rho_0 P - g_0 \rho_0 U + \lambda X + r \frac{\partial}{\partial r} \left[\mu \left(\dot{V} - \frac{V}{r} + \frac{U}{r} \right) \right] + \frac{\mu}{r} [5U + 3r\dot{V} - V - 2n(n+1)V] = 0 \quad (2.17)$$

$$\ddot{P} + \frac{2}{r}\dot{P} - \frac{n(n+1)}{r^2}P = 4\pi G (\dot{\rho}_0 U + \rho_0 X) \quad (2.18)$$

O ponto sobre os termos representa sua primeira derivada em relação a r . Os dois pontos, por sua vez, sua segunda derivada.

A solução de 2.16, 2.17 e 2.18, neste caso, está sujeita ao estabelecimento das condições de contorno apropriadas que expressem o fato de que uma carga com densidade

superficial σ_n esta localizada na superfície terrestre. Para simplificar seu cálculo e em conformidade com o estabelecido por Alterman, Jarosch e Pekeris (1959), é possível redefinir as equações de movimento através das substituições:

$$\begin{cases} y_1 = U \\ y_2 = \lambda X + 2\mu \dot{U} \\ y_3 = V \\ y_4 = \mu \left(\dot{V} - \frac{V}{r} + \frac{U}{r} \right) \\ y_5 = P \\ y_6 = \dot{P} - 4\pi G \rho_0 U \end{cases} \quad (2.19)$$

obtendo o seguinte sistema de 6 equações:

$$\dot{y}_1 = \frac{-2\lambda}{\lambda + 2\mu} \frac{y_1}{r} + \frac{y_2}{\lambda + 2\mu} + \frac{\lambda n(n+1)}{\lambda + 2\mu} \frac{y_3}{r} \quad (2.20)$$

$$\begin{aligned} \dot{y}_2 = & \left[4\rho_0 g_0 r + \frac{4\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + 2\mu} \right] \frac{y_1}{r^2} - \frac{4\mu}{\lambda + 2\mu} \frac{y_2}{r} + \left[n(n+1)\rho_0 g_0 r - \frac{2\mu(3\lambda + 2\mu)n(n+1)}{\lambda + 2\mu} \right] \frac{y_3}{r^2} \\ & + n(n+1) \frac{y_4}{r^2} - \rho_0 y_6 \end{aligned} \quad (2.21)$$

$$\dot{y}_3 = -\frac{y_1}{r} + \frac{y_3}{r} + \frac{y_4}{\mu} \quad (2.22)$$

$$\begin{aligned} \dot{y}_4 = & \left[g_0 \rho_0 r - \frac{2\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + 2\mu} \right] \frac{y_1}{r^2} - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \frac{y_2}{r} + \frac{2\mu}{\lambda + 2\mu} [\lambda(2n^2 + 2n - 1) + 2\mu(n^2 + n - 1)] \frac{y_3}{r^2} \\ & - \frac{3y_4}{r} - \rho_0 \frac{y_5}{r} \end{aligned} \quad (2.23)$$

$$\dot{y}_5 = 4\pi G \rho_0 y_1 + y_6 \quad (2.24)$$

$$\dot{y}_6 = -4\pi G \rho_0 n(n+1) \frac{y_3}{r} + n(n+1) \frac{y_5}{r^2} - \frac{2y_6}{r} \quad (2.25)$$

O ponto sobre os termos y_n novamente, representa diferenciação em relação a r .

As variáveis y_n são termos padrões e seus significados são bem conhecidos na área da geofísica. Assim, y_1 e y_2 representam o deslocamento e a deformação radial; y_3 e y_4 o deslocamento e a deformação tangencial e y_5 o potencial gravitacional. O termo y_5 é definido como a conceitualização de y_6 (GUO et al., 2004). Uma representação matricial das 6 equações anteriormente descritas é obtida por Martens (2016). Assim:

$$\begin{bmatrix} \dot{y}_1 \\ \dot{y}_2 \\ \dot{y}_3 \\ \dot{y}_4 \\ \dot{y}_5 \\ \dot{y}_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\frac{2\lambda\xi}{r} & \xi & \frac{\kappa^2\lambda\xi}{r} & 0 & 0 & 0 \\ \left(-\varpi^2\rho_0 - \frac{4g_0\rho_0}{r} + \frac{2\delta}{r^2}\right) & -\frac{4\mu\xi}{r} & \left(\frac{\kappa^2g_0\rho_0}{r} - \frac{\kappa^2\delta}{r^2}\right) & \frac{\kappa^2}{r} & 0 & -\rho_0 \\ -\frac{1}{r} & 0 & \frac{1}{r} & \frac{1}{\mu} & 0 & 0 \\ \left(\frac{g_0\rho_0}{r} - \frac{\delta}{r^2}\right) & -\frac{\lambda\xi}{r} & \left(-\varpi^2\rho_0 + \frac{\epsilon}{r^2}\right) & -\frac{3}{r} & -\frac{\rho_0}{r} & 0 \\ 4\pi G\rho_0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & -4\pi G\rho_0\frac{\kappa^2}{r} & 0 & \frac{\kappa^2}{r^2} & -\frac{2}{r} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \\ y_4 \\ y_5 \\ y_6 \end{bmatrix} \quad (2.26)$$

onde:

$$\kappa^2 = n(n+1) \quad (2.27)$$

$$\xi = \frac{1}{\lambda - 2\mu} \quad (2.28)$$

$$\delta = 2\mu(3\lambda + 2\mu)\xi \quad (2.29)$$

$$\epsilon = 4\kappa^2\mu(\lambda + \mu)\xi - 2\mu \quad (2.30)$$

2.1.1.2 Condições de contorno

A resolução da matriz 2.26 esta sujeita ao estabelecimento adequado das chamadas "condições de contorno". Para isto é necessário considerar a distribuição de densidade σ_n localizada na superfície terrestre e as condições internas da Terra no seu centro e entre suas interfaces (camadas) (LONGMAN, 1962; LONGMAN, 1963). Desta maneira, para o caso do manto, o conjunto de equações 2.20 até 2.25 permanecem sem nenhuma alteração. Para o caso do núcleo, no entanto, é necessário sua redução através do estabelecimento da condição $\mu = 0$. Por sua parte, na superfície terrestre se cumpre que a deformação normal e tangencial podem ser consideradas equivalentes à deformação gravitacional atuante sobre a distribuição de massa. Isto último pode ser expresso através das condições:

$$\lambda\Delta + 2\mu\frac{\partial u}{\partial r} = \left\{ \frac{\partial\phi}{\partial r} - g_0(a+u) \right\} K_n P_n \quad (2.31)$$

$$\mu \left(\frac{\partial v}{\partial r} - \frac{v}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u}{\partial \theta} \right) = \frac{1}{a} \frac{\partial\phi}{\partial \theta} K_n P_n \quad (2.32)$$

para $r = a$, onde a é o raio médio da Terra.

Uma vez que os termos de primeira ordem $\frac{\partial\phi}{\partial r}$ com relação ao termo de ordem zero $g_0(a)$ é desprezível, este pode ser negligenciando e as equações 2.31 e 2.32 adotam a forma:

$$\lambda\Delta + 2\mu\frac{\partial u}{\partial r} = -g_0(a) K_n P_n \quad (2.33)$$

$$\mu \left(\frac{\partial v}{\partial r} - \frac{v}{r} + \frac{1}{r} \frac{\partial u}{\partial \theta} \right) = 0 \quad (2.34)$$

ou em termos de y'_n s:

$$y_2 = -g_0(a) K_n \quad (2.35)$$

$$y_4 = 0 \quad (2.36)$$

Na superfície terrestre, existe também uma condição para o potencial perturbador ϕ . Desta maneira, seja ϕ_e uma perturbação externa do potencial gravitacional, definida como:

$$\phi_e = Dr^{-n-1} P_n(\cos \theta) \quad (2.37)$$

onde D é uma constante qualquer dependente de n . Tem-se que para $r = a$:

$$\frac{\partial \phi}{\partial r} - \frac{\partial \phi_e}{\partial r} = 4\pi G [\rho_0(a) U(a) + K_n] P_n \quad (2.38)$$

e,

$$\phi = \phi_e \quad (2.39)$$

Devido a que ϕ_e é uma função harmônica, é possível escrever:

$$\frac{\partial \phi_e}{\partial r} = -(n+1) Dr^{-n-2} P_n = -\frac{n+1}{r} \phi_e \quad (2.40)$$

Obtendo com isto a condição de contorno para ϕ igual a:

$$\frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{n+1}{a} \phi = 4\pi G [\rho_0(a) U(a) + K_n] P_n \quad (2.41)$$

Ou em termos de y'_n s:

$$y_6 + \frac{n+1}{a} y_5 = 4\pi G K_n \quad (2.42)$$

As equações 2.35, 2.36 e 2.42 representam as condições de contorno a ser satisfeitas para todo $r = a$. Finalmente, para o caso de $r = 0$, todos os y'_n s são considerados regulares.

2.1.2 Números de sobrecarga de Love

Com as condições de contorno definidas, a integração numérica de 2.26 para um modelo de Terra SNREI é realizada através da implementação do algoritmo Runge-Kutta-Gill (SHANKS, 1966). Para isto, é necessário expressar as equações de movimento de forma adimensional em conformidade com o estabelecido por Alterman, Jarosch e Pekeris (1961). O resultado final deste processo pode ser representado pelas equações (FARRELL, 1972; VANDAM, 2017):

$$s = \sum_{n=0}^{\infty} \left(U_n(r) P_n(\cos \theta) e_r + V_n(r) \frac{\partial P_n(\cos \theta)}{\partial \theta} e_{\theta} \right) \quad (2.43)$$

$$\phi = \sum_{n=1}^{\infty} P_n(r) P_n(\cos \theta) \quad (2.44)$$

onde e_r e e_θ são os vetores unitários para as componentes vertical e horizontal.

De acordo com Farrell (1972), quando U_n , V_n e P_n surgem a partir de um campo de força axialmente simétrico com potencial $W(r)$ (o qual representa a carga induzida por uma massa pontual), é possível estabelecer uma relação direta entre estas e os chamados de "Números de sobrecarga de Love" (em inglês: Load Love Numbers, LLN), $h'_n(r)$, $k'_n(r)$ e $l'_n(r)$, os quais são parâmetros adimensionais que caracterizam o comportamento da Terra elástica frente as forças de corpo e de tração (LOVE, 1911).

Com isto, para o caso da resposta elástica frente a trações normais aplicadas na superfície, como no caso das forças de carga, tem-se que:

$$\begin{bmatrix} U_n(r) \\ V_n(r) \\ P_n(r) \end{bmatrix} = W(r) \begin{bmatrix} h'_n(r)/g \\ l'_n(r)/g \\ k'_n(r) \end{bmatrix} \quad (2.45)$$

onde o índice n denota dependência do grau de desenvolvimento e r dependência radial (MARTENS, 2016). Os LLN são muito importantes, já que estão intimamente relacionados com às Funções de Sobrecarga de Green (equações 2.11, 2.12 e 2.13).

2.1.3 Funções de Sobrecarga de Green

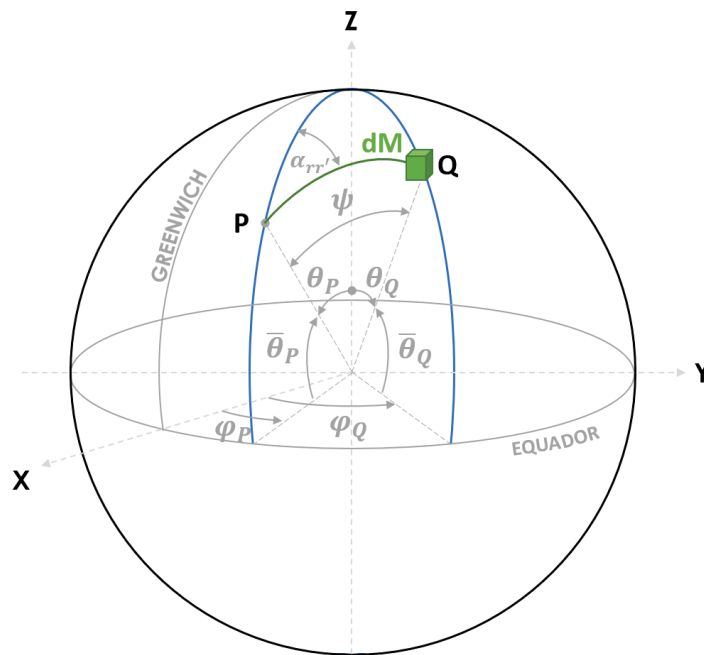


FIGURA 1 – ESQUEMA GEOMÉTRICO DOS EFEITOS DE CARGA
FONTE: O autor (2019)

Em conformidade com o estabelecido por VanDam (2017), a substituição da equação 2.45 nas equações 2.43 e 2.44 dá como resultado as denominadas Funções de Sobrecarga de Green (em inglês: Loading Green Functions, LGF), as quais definem como a superfície se deforma devido à presença de uma força de carga. Desta maneira, tem-se que:

$$G_{u_r}(\psi) = \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \psi) \quad (2.46)$$

$$G_{v_t}(\psi) = \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} l'_n \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) \quad (2.47)$$

sendo G_{u_r} e G_{v_t} as LGF radial e tangencial, respectivamente. M a massa da Terra, R , seu raio médio e ψ a distância angular geocêntrica entre o ponto P e o elemento de massa superficial dM localizada no ponto Q (FIGURA 1) expressa pela equação (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2006):

$$\cos \psi = \cos \theta_P \cos \theta_Q + \sin \theta_P \sin \theta_Q \cos(\varphi_Q - \varphi_P) \quad (2.48)$$

onde θ_P e φ_P representam a colatitude e longitude do ponto P e θ_Q e φ_Q a colatitude e longitude do ponto Q , respectivamente.

No caso de n ser o suficientemente grande, $h'_n(r)$, $k'_n(r)$ e $l'_n(r)$ tornam-se valores constantes. Por conseguinte, na medida em que $n \rightarrow \infty$, as equações 2.46 e 2.47 adotam a forma (FARRELL, 1972):

$$G_{u_r}(\psi) = \frac{R}{M} h'_\infty \sum_{n=0}^{\infty} P_n(\cos \psi) + \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (h'_n - h'_\infty) P_n(\cos \psi) \quad (2.49)$$

$$G_{v_t}(\psi) = \frac{R}{M} l'_\infty \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) + \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (nl'_n - n'_\infty) \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) \quad (2.50)$$

Dado que o primeiro somatório das equações pode ser expresso analiticamente pela transformada de Kummer (VANDAM, 2017), 2.49 e 2.50 podem ser expressas da forma:

$$G_{u_r}(\psi) = \frac{R}{2M} \frac{h'_\infty}{\sin(\psi/2)} + \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (h'_n - h'_\infty) P_n(\cos \psi) \quad (2.51)$$

$$G_{v_t}(\psi) = -\frac{R}{M} l'_\infty \frac{\cos(\psi/2) [1 + 2 \sin(\psi/2)]}{2 \sin(\psi/2) [1 + 2 \sin(\psi/2)]} + \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (nl'_n - n'_\infty) \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) \quad (2.52)$$

De acordo com Farrell (1972), a vantagem de usar 2.51 e 2.52 ao invés de 2.49 e 2.50 é que o primeiro termo das 2 equações pode ser conhecido de forma exata, portanto somente um número finito de termos é necessário para avaliar os segundos somatórios nessas expressões.

2.1.4 Cálculo da resposta elástica por efeitos de carga

2.1.4.1 Domínio Espacial: Convolução das funções elásticas de Green

Para obter a deformação num ponto P devido a carga produzida por um elemento de massa superficial dM localizado no ponto Q (FIGURA 1) é preciso realizar a convolução das LGF definidas através de 2.51 e 2.52 e o elemento de massa dM obtida através da utilização de um modelo global de superfície (MARTENS, 2016; FERREIRA et al., 2019). O resultado disto será a obtenção do deslocamento vertical du_r , bem como dos deslocamentos nas componentes norte du_n e leste du_e no ponto P , dados pelas equações (VANDAM, 2017):

$$du_r(\theta_P, \varphi_P) = R^2 \iint_{\Omega} dM_Q G_{u_r}(\psi) d\Omega \quad (2.53)$$

$$du_n(\theta_P, \varphi_P) = -R^2 \cos \alpha_{rr'} \iint_{\Omega} dM_Q G_{v_t}(\psi) d\Omega \quad (2.54)$$

$$du_e(\theta_P, \varphi_P) = -R^2 \sin \alpha_{rr'} \iint_{\Omega} dM_Q G_{v_t}(\psi) d\Omega \quad (2.55)$$

sendo $d\Omega$, o elemento de superfície na esfera unitária definido pela equação:

$$d\Omega = \sin \theta_Q d\theta_Q d\varphi_Q \quad (2.56)$$

e $\alpha_{rr'}$, o ângulo azimutal, obtido através das equações:

$$\cos \alpha_{rr'} = \frac{\cos \theta_P \sin \theta_Q - \sin \theta_P \cos \theta_Q \cos(\varphi_Q - \varphi_P)}{\sin \psi} \quad (2.57)$$

$$\sin \alpha_{rr'} = \frac{\cos \theta_Q \sin(\varphi_Q - \varphi_P)}{\sin \psi} \quad (2.58)$$

2.1.5 Principais processos de carga

Os processos de carga podem surgir de diversas fontes e em intervalos de tempo diferentes; todos eles como parte do denominado Ciclo Hidrológico (CLARKE, 2005). Assim por exemplo, a redistribuição de massas na atmosfera carrega e deforma a superfície terrestre (TREGONING; VANDAM, 2005; VANDAM et al., 2010) como consequência de dois efeitos principais. O primeiro devido ao aquecimento solar e à força de gravidade, pelo qual o efeito de carga é chamado de Carga Atmosférica por efeito da maré (em inglês: Atmospheric Tidal Loading, ATL), e o segundo, devido ao movimento contínuo das massas de ar como parte do sistema climático local, o qual recebe o nome de Carga Atmosférica sem efeitos de maré (em inglês: Non-Tidal Atmospheric Loading, NTAL) (BOEHM et al., 2009). Além da atmosfera, as mudanças na massa dos oceanos também geram uma pressão na superfície terrestre, e em função do período de oscilação dos seus harmônicos também podem ser dividido em Carga Oceânica por efeito da maré (em inglês: Oceanic Tidal Loading, OTL) e Carga Oceânica sem efeitos de maré (em inglês: Non-Tidal Oceanic Loading, NTOL) (WILLIAMS; PENNA, 2011;

VANDAM et al., 2012). A OTL, refere-se ao processo pelo qual a redistribuição da água dos oceanos exerce uma força normal na superfície da Terra, e a NTOL, por sua vez, refere-se as variações de massa produzidas por instabilidades internas geradas principalmente pela sua interação com a atmosfera. Estas últimas podem ser modeladas através do estabelecimento da denominada Hipótese do Barômetro Invertido (em inglês: Inverted Barometer, IB) (VANDAM; WAHR, 1987). Finalmente, existe um terceiro tipo de carga, denominada de Carga Hidrológica (em inglês: Hydrological Loading, HYDL), a qual é produzida pelas variações no armazenamento de água terrestre (DILL et al., 2015; ERIKSSON; MACMILLAN, 2014; MOREIRA et al., 2016). Além da ATL, NTAL, OTL, NTOL e HYDL, existem outros tipos de cargas, todas elas provenientes dos diferentes processos relacionados à troca de água entre as diferentes interfaces que compõem a biosfera terrestre (MARTENS, 2016). No entanto, sua definição ainda é questionada e por conseguinte elas não podem ser consideradas convencionais.

2.1.5.1 Carga atmosférica

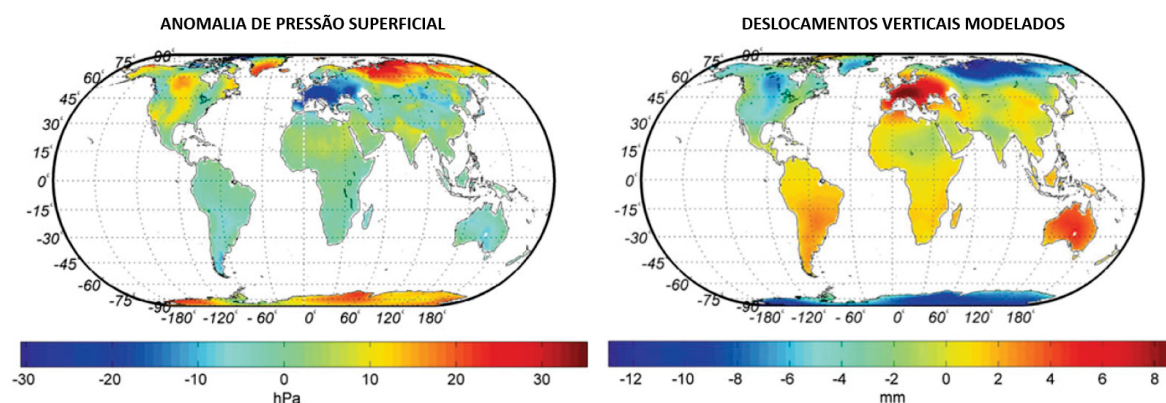


FIGURA 2 – PRESSÃO SUPERFICIAL E DESLOCAMENTOS VERTICAIS INDUZIDOS
 FONTE: WIJAYA et al. (2013)

O efeito de carga por pressão atmosférica (BOEHM et al., 2009), fundamenta-se no movimento contínuo das massas de ar devido principalmente à diferença de calor existente entre latitudes altas e baixas (WIJAYA et al., 2013). Este fato aumenta consideravelmente a velocidade do vento e gera uma variação na pressão superficial que pode ir desde 20 até 50 mBar (PETROV; BOY, 2004). Essa variação, por sua vez, exerce uma força direta sobre a superfície terrestre, deformando-a vários centímetros. De acordo com VanDam, Blewitt e Heflin (1994), os deslocamentos superficiais provenientes da redistribuição das massas de ar, representam perto de 24 por cento da variância total das altitudes elipsoidais das estações que formam a rede IGS. Por outro lado, Wijaya et al. (2013) assinalam que existe uma correlação negativa entre a variação espacial da pressão superficial (anomalia de pressão) e os deslocamentos verticais (FIGURA 2). Assim, por exemplo, para o caso de um ponto localizado na Sibéria, com uma anomalia de pressão ao redor dos 30 hPa, a superfície terrestre se deforma a uma taxa de 10 mm por ano. Este fato, também demonstra que as variações na pressão atmosférica tendem a ser maiores em zonas com latitude acima dos $30^{\circ}N$ e abaixo dos $30^{\circ}S$, devido ao equilíbrio das forças geostróficas (MARTENS, 2016). Como foi mencionado anteriormente, a carga atmosférica pode ser dividida em duas dependendo do efeito que a produz. Assim, se a fonte da carga é a força gravitacional e por conseguinte o efeito das denominadas mares

atmosféricas produzidas pelo aquecimento latente associado à precipitação convectiva (DAI; WANG, 1999), esta é denominada de Carga Atmosférica por efeito da maré, ATL. Caso contrário, se a fonte é o movimento contínuo das massas de ar como parte do sistema climático local, a carga é denominada de Carga Atmosférica sem efeitos de maré, NTAL.

2.1.5.2 Carga oceânica

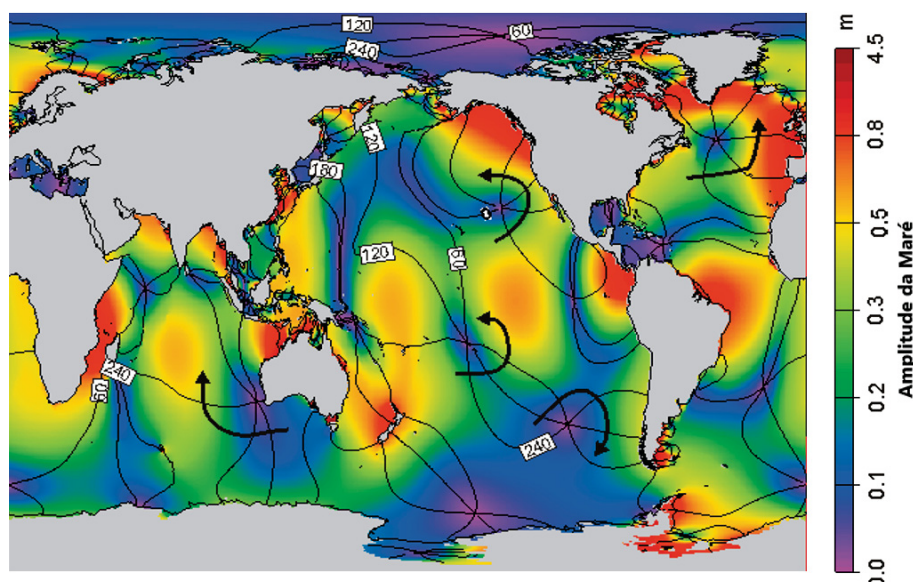


FIGURA 3 – MARÉ OCEÂNICA. HARMÔNICO M2 (PERÍODO: 12h)
FONTE: holt.oso.chalmers.se (2019)

O efeito de carga oceânica está relacionado com a deformação da Terra como consequência da força gravitacional exercida pelo Sol e pela Lua nos oceanos. De forma similar que na carga atmosférica, a carga oceânica pode ser dividida em uma componente relacionada ao efeito da maré, chamada de Carga Oceânica por efeito da maré (em inglês: Oceanic Tidal Loading, OTL) e outra sem sua influência, chamada de Carga Oceânica sem efeitos de maré (em inglês: Non-Tidal Oceanic Loading, NTOL). Desta maneira, a OTL se produz devido à redistribuição contínua das massas oceânicas como consequência das marés (RAY; SANCHEZ, 1989) e a NTOL devido a variações de massa produzidas por instabilidades internas nos oceanos geradas principalmente pela sua interação com a atmosfera (MARTENS, 2016). Para a modelagem da OTL e devido a que as marés oceânicas possuem periodicidades bem marcadas, elas podem ser descritas como uma soma de vários harmônicos, cada um tendo seu período próprio (FIGURA 3). A NTOL, por sua vez, é modelada através do estabelecimento da denominada Hipótese do Barômetro Invertido (em inglês: Inverted Barometer, IB) baseado no princípio de conservação das massas oceânicas (VANDAM; WAHR, 1987).

2.1.5.3 Carga hidrológica

As variações no armazenamento continental de água geram deslocamentos verticais na ordem de milímetros e alguns casos até de centímetros. Este fenômeno geralmente é chamado de Carga Hidrológica (em inglês: Hydrological Loading, HYDL) e se produz como parte do processo de troca de massas inter-hemisférica com as estações do ano e pelas

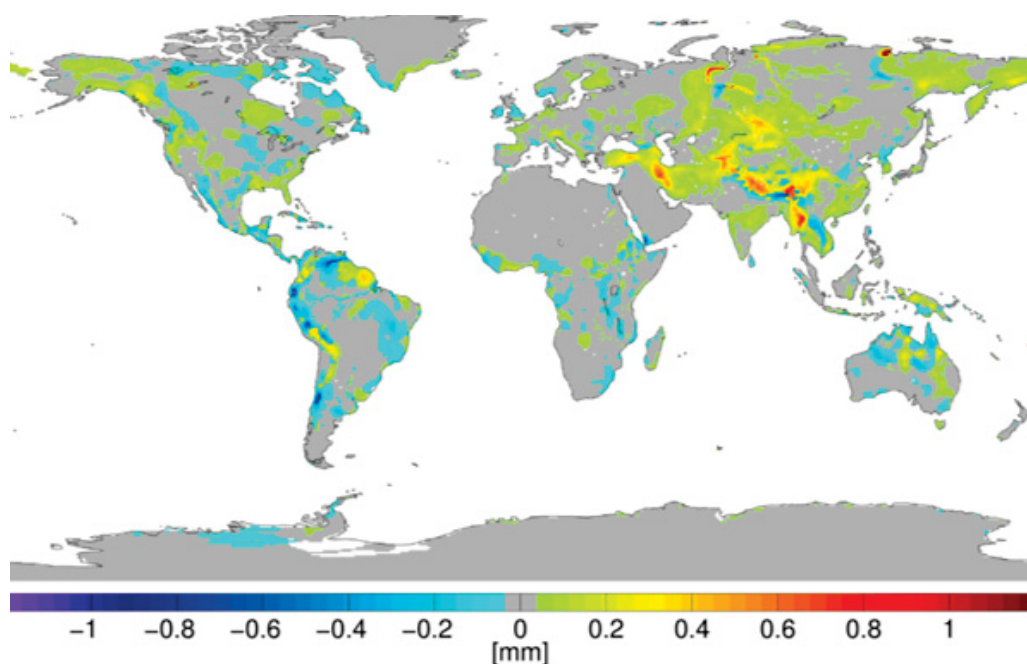


FIGURA 4 – DESLOCAMENTOS VERTICAIS INDUZIDOS PELO EFEITO DE CARGA HIDROLÓGICA
 FONTE: Adaptado de Dill et al. (2015)

mudanças na cobertura de neve, a umidade do solo e as variações na pressão atmosférica (MARTENS, 2016). Assim por exemplo, de acordo com Bevis et al. (2005), em áreas próximas de bacias ou grandes reservatórios hidrológicos, como é o caso do rio Amazonas, a magnitude dos deslocamentos verticais pode oscilar entre 2 e 4 cm (FIGURA 4).

2.2 DEFORMAÇÃO ELÁSTICA DA TERRA INFERIDA POR OBSERVAÇÕES GNSS

Tradicionalmente, as medidas de gravidade, inclinação e deformação (em inglês: gravity, tilt e strain measurements) têm sido definidas como as observações fundamentais para o estudo da resposta elástica da Terra por efeito dos diferentes processos de carga (AGNEW, 2015; BAKER, 1980). De acordo com Martens (2016), devido a que as LGF (LONGMAN, 1962; FARRELL, 1972) para as medidas de inclinação e deformação, diminuem em uma proporção de r^{-1} a partir do ponto de carga, sendo r a distância radial, elas refletem principalmente a estrutura da Terra sólida em um contexto local. Já as medidas de gravidade, por outro lado, diminuem a uma taxa de r^{-2} , exibindo uma maior sensibilidade e por conseguinte representando de melhor forma a estrutura da Terra a nível regional. Neste sentido, e devido à grande expansão nos últimos anos das chamadas Redes de Monitoramento Contínuo (e.g. RBMC, SIRGAS-CON e IGS Core) (em inglês: Permanent GNSS network, PGN), os sistemas GNSS surgem como uma alternativa econômica e eficaz no estudo dos diferentes processos de carga devido principalmente a sua alta resolução espaço-temporal (MARTENS, 2016; MEYRATH; VANDAM, 2016; VANDAM et al., 2003; WAHR et al., 2013). Neles, o efeito dos diferentes processos de carga são representados como sinais de ruído presentes nas suas séries de coordenadas. Aqueles ocasionados diretamente pela variação do potencial gravitacional da Terra (em inglês: body tides) e indiretamente pelo carregamento desta como parte da redistribuição periódica dos oceanos (em inglês: load tides), geralmente são removidos na etapa do processamento dos dados GNSS através da modelagem dos principais constituintes (harmônicos) das marés (GÉRARD; LUZUM, 2010). No entanto, aqueles não dependentes da maré (em inglês: non-tidal loading signals), permanecem nas séries como sinais sazonais ou periódicos com resoluções temporais que vão desde um par de dias até vários anos (TREGONING; WATSON, 2009). De acordo com Plag, Blewitt e Herring (2007) então, uma série de coordenadas, pode ser definida como uma combinação de sinais geofísicos e deslocamentos de pequena escala induzidos pelo sistema GNSS, além dos erros decorrentes da análise dos dados. Assim, e em conformidade com Martens (2016), inferir os diferentes sinais de carga nas séries de coordenadas obtidas para as diferentes estações GNSS que compõem as PGN, requer a identificação e eliminação dos sinais de ruído aleatórios produto da técnica e metodologia de processamento utilizada. Isto inclui, as marés terrestres (em inglês: solid-Earth body tides), efeitos transitórios como terremotos, vulcanismo e movimentos tectônicos, isostasia, multicaminhamento, atrasos troposférico e ionosférico, variação do centro de fase das antenas, entre outros.

Com o objetivo novamente de esclarecer algum dos termos previamente utilizados, na sequência apresenta-se uma revisão geral dos principais conceitos dos sistemas GNSS, bem como da definição do chamado de Modelo Dinâmico de Referência Terrestre, DREM (HERRING et al., 2009) em conformidade com o estabelecido na Norma da IERS de 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010) e os requerimentos do Sistema de Observação Geodésico Global, GGOS, para 2020 (PLAG; PEARLMAN, 2009).

2.2.1 Sistemas globais de navegação por satélite, Conceitualização

Define-se como Sistemas Globais de Navegação por Satélite (em inglês: Global Navigation Satellite System, GNSS) aqueles sistemas autônomos de radionavegação, capazes de determinar a posição e velocidade no tempo de um objeto em particular, sem importar sua localização, nem as condições atmosféricas do setor (DACH et al., 2015). De forma similar aos primeiros sistemas de navegação (e.g. Transit), os GNSS fornecem sinais em pelo menos duas frequências diferentes (i.e. espectro de rádio entre 1,2 e 1,6 GHz). Isto, com o objetivo de modelar e compensar o erro produzido pela ionosfera terrestre (TEUNISSEN; MONTENBRUCK, 2017). Uma característica importante destes é a modulação da chamada de "onda portadora", a qual possui no seu sinal um código característico para cada satélite denominado de "ruído pseudo-aleatório" (em inglês: Pseudo Random Noise, PRN). Esse código é essencialmente uma sequência binária de zeros e uns, sem um padrão em específico, repetido em intervalos de alguns milissegundos a segundos, que facilita as medições do tempo de transmissão do sinal (SEEBER, 2003). Desta maneira, o princípio de funcionamento dos sistemas GNSS, baseia-se na mensuração do tempo τ necessário para que o sinal se propague desde o satélite até o receptor. Para isso, dentro do receptor é gerada uma cópia local da sequência PRN, a qual é comparada e alinhada continuamente com o sinal recebido. De forma geral, os sistemas GNSS fornecem três tipos básicos de observações. São elas: Medidas de pseudodistância (em inglês: pseudorange), definida como a medida de distância entre a antena do satélite, no instante de transmissão do sinal, t^s , e a antena do receptor, no instante de recepção, t_r . Medidas da fase da onda portadora (em inglês: carrier phase), definida como a medida da fase de batimento e do número acumulado de ciclos obtidos após estes serem combinados com um sinal de referência de frequência nominal, e, Medidas do efeito Doppler, definida como a variação na frequência recebida de uma onda portadora causada pelo efeito Doppler (LANGLEY; TEUNISSEN; MONTENBRUCK, 2017). Todas as observações são complementadas com informações referentes as órbitas e os relógios dos satélites, que estão contidas na mensagem de navegação e elas são empregadas no cálculo da posição e da velocidade do satélite no tempo de transmissão do sinal pelo receptor.

Como foi referido, a observação básica do sistemas GNSS é o tempo, τ_r^s , necessário para que o sinal se propague desde a antena de um satélite, s , até a antena de um receptor, r . Como o sinal viaja na velocidade da luz, c , esse intervalo de tempo pode ser convertido em distância simplesmente multiplicando-o por c . Assim, tendo em conta o erro de não sincronismo dos relógios do receptor, dt_r , e do satélite, dt^s , bem como os diferentes efeitos, ε_r^s , que afetam o sinal GPS, é possível estabelecer a equação de pseudodistância, ρ_r^s , da forma:

$$\rho_r^s(t) = \sqrt{(X_r - X^s)^2 + (Y_r - Y^s)^2 + (Z_r - Z^s)^2} + c(dt_r + dt^s) + \varepsilon_r^s \quad (2.59)$$

onde, X_r, Y_r e Z_r representam as coordenadas cartesianas do receptor r (parâmetros) e X^s, Y^s e Z^s as coordenadas cartesianas do satélite s (observações).

Por sua vez, a equação da medida da fase da onda portadora, φ_r^s , difere da equação de pseudodistância unicamente pela inclusão do termo de ambiguidade, N_r^s , definido como o

número de ciclos inteiros formado entre o instante de transmissão do sinal desde o satélite, t^s , e a primeira recepção do sinal pelo receptor no instante, t_r . Desta maneira, φ_r^s , é definida como:

$$\varphi_r^s(t) = \sqrt{(X_r - X^s)^2 + (Y_r - Y^s)^2 + (Z_r - Z^s)^2} + c(dt_r + dt^s) + \lambda M_r^s + \varepsilon_r^s \quad (2.60)$$

onde λ representa o comprimento da onda portadora e M_r^s é igual a:

$$M_r^s = N_r^s + \delta_r - \delta^s \quad (2.61)$$

sendo δ_r e δ^s o atraso da fase do receptor e da fase do satélite medida em ciclos.

A obtenção simultânea das medidas de pseudodistância, ρ_r^s , ou da fase da onda portadora, φ_r^s , de pelo menos 4 satélites é suficiente para determinar uma posição fixa em três dimensões, bem como o erro de não sincronismo do relógio do receptor, dt_r (medido em unidades de distância). Para a solução do problema, aplica-se um método de ajustamento iterativo, sendo os mais utilizados: o método dos mínimos quadrados (em inglês: Least Squares Method, LSM) e o Filtro de Kalman (TEUNISSEN; MONTENBRUCK, 2017).

2.2.1.1 Modelagem das observações. Método dos mínimos quadrados

Seja $p = [\rho_r^1, \rho_r^2, \rho_r^3, \rho_r^4]^T$ o vetor de observações (eq. 2.59 - pseudodistâncias) e $x = [X_r, Y_r, Z_r, dt_r]^T$ o vetor de parâmetros (incógnitas), de acordo com o método de mínimos quadrados, a solução do problema pode ser obtida através da relação:

$$p = p_0 + A\Delta x \quad (2.62)$$

onde, p_0 , representa o vetor de observações aproximadas calculado com base nas coordenadas dos satélites $(X^i, Y^i, Z^i) \rightarrow (\forall i = 1, 2, 3, 4)$ e as coordenadas aproximadas do receptor $(X_{r,0}, Y_{r,0}, Z_{r,0})$.

A é a chamada de matriz de derivadas parciais calculada da forma:

$$A = \begin{bmatrix} \frac{\partial \rho_r^1}{\partial x_r} & \frac{\partial \rho_r^1}{\partial y_r} & \frac{\partial \rho_r^1}{\partial z_r} & 1 \\ \frac{\partial \rho_r^2}{\partial x_r} & \frac{\partial \rho_r^2}{\partial y_r} & \frac{\partial \rho_r^2}{\partial z_r} & 1 \\ \frac{\partial \rho_r^3}{\partial x_r} & \frac{\partial \rho_r^3}{\partial y_r} & \frac{\partial \rho_r^3}{\partial z_r} & 1 \\ \frac{\partial \rho_r^4}{\partial x_r} & \frac{\partial \rho_r^4}{\partial y_r} & \frac{\partial \rho_r^4}{\partial z_r} & 1 \end{bmatrix} \quad (2.63)$$

e Δx é o vetor dos resíduos definido pela equação:

$$\Delta x = x - x_0 \quad (2.64)$$

Desta maneira, a solução ao problema se reduz a:

$$\Delta x = A^{-1} (p - p_0) \quad (2.65)$$

onde:

$$x = x_0 + \Delta x \quad (2.66)$$

Se, além disso, admitir-se que as observações não oferecem o mesmo "grau de confiança", é possível homogeneizá-las multiplicando-as por "pesos", isto é, por valores tanto maiores quanto maior a confiança que inspiram (GEMAEL; MACHADO; WANDRESEN, 2015). Neste caso, 2.65, adota a forma:

$$\Delta x = (A^T W A)^{-1} A^T W (p - p_0) \quad (2.67)$$

onde W é a matriz dos pesos, calculada através da equação:

$$W = Q_{pp}^{-1} \quad (2.68)$$

sendo Q_{pp} a matriz variância-covariância, MVC, das observações.

Dependendo da diferença entre as pseudo-distâncias aproximadas p_0 e às medições p , é possível que seja necessário realizar várias iterações antes de obter um valor acurado de x , no entanto, se o ponto de linearização estiver suficientemente próximo da solução verdadeira, apenas uma iteração será suficiente para fornecer a solução ao problema.

Finalmente, para obter a precisão dos parâmetros calculados x é necessário calcular a MVC dos parâmetros Q_{xx} com base na MVC das soluções Δx . Isto se consegue através da aplicação da chamada Lei de Propagação de Covariâncias (GEMAEL; MACHADO; WANDRESEN, 2015). Desta maneira, tem-se que:

$$Q_{xx} = \left| (A^T W A)^{-1} A^T W \right| \cdot Q_{PP} \cdot \left| (A^T W A)^{-1} A^T W \right|^T \quad (2.69)$$

$$Q_{xx} = (A^T Q_{PP}^{-1} A)^{-1} \quad (2.70)$$

Os elementos diagonais de Q_{xx} representam as precisões (variâncias) das coordenadas estimadas do receptor (x_r, y_r, z_r) e do erro de não sincronismo do relógio dt_r . Os elementos fora da diagonal (covariâncias), por sua vez, indicam o grau que estas estimativas estão correlacionadas. Para um estudo mais detalhado do LSM, bem como do uso do Filtro de Kalman, recomenda-se: Verhagen e Teunissen (2017) e Gemael, Machado e Wandresen (2015).

2.2.2 Erros sistemáticos presentes no posicionamento. IERS Conventions (2010)

Com o objetivo de estabelecer os requerimentos necessários para a correta definição dos Sistemas de Referência Internacionais (i.e. ITRS e ICRS), desde finais dos anos 80, o

Serviço Internacional de Sistemas de Referência e Rotação da Terra (em inglês: International Earth rotation and Reference systems Service, IERS) criou a Norma Técnica chamada de "IERS Conventions" (MCCARTHY; PETIT, 1989; MCCARTHY, 1992; MCCARTHY, 1996; MCCARTHY; PETIT, 2004; GÉRARD; LUZUM, 2010). De forma geral, esta se baseia nas resoluções estabelecidas pelos diferentes Organismos Científicos Internacionais na área das Geociências e visa padronizar os processos adotados para a modelagem dos erros inerentes das técnicas de observação que compõem o sistema GGOS (incluindo aqueles imersos no termo ε_r^s das equações 2.59 e 2.60). Em conformidade com a última versão da norma (GÉRARD; LUZUM, 2010), se estabelecem 3 tipos de modelos de correção baseados em sua funcionalidade e no nível de acurácia esperado através de sua implementação. Estes são:

- Modelos Classe 1 (redução). Usados de forma a-priori na redução dos dados geodésicos originais. Os modelos classe 1 são considerados conhecidos e geralmente são derivados de teorias geofísicas. Eles não são ajustados na fase de análise dos dados e portanto, espera-se que sua acurácia seja, no mínimo, similar a acurácia atingida pelas técnicas geodésicas atuais (1 mm ou melhor).
- Modelos Classe 2 (convencionais). Usados na eliminação e/ou modelagem de observações e processos definidos de forma convencional. Os modelos classe 2 incluem a maior parte das constantes físicas (constante de gravitação universal, massa da Terra, velocidade da luz, entre outros) e os parâmetros que definem os diferentes sistemas de referência (coordenadas do polo, velocidade de rotação, orientação dos eixos do sistema, entre outros). Geralmente, a escolha destas são guiadas pelas resoluções dos diferentes organismos científicos internacionais ou através de processos em laboratório e práticas implementadas ao longo do tempo.
- Modelos Classe 3 (úteis). Todos aqueles modelos que não cumprem os requerimentos dos modelos de Classe 1 ou 2, mas são considerados úteis na modelagem das observações.

Uma análise exhaustiva dos diferentes erros e os modelos usados para sua correção no posicionamento GNSS apresenta-se no Apêndice A. Maior informação, incluindo o nível de acurácia atingido após seu uso, pode ser obtida em Gérard e Luzum (2010, p. 9).

2.2.2.1 Deslocamentos superficiais. Modelos de correção *a-priori* e *a-posteriori*

Os diferentes processos geodinâmicos da Terra possuem um impacto direto nas coordenadas dos pontos que materializam as diferentes redes geodésicas globais. Assim, a presença de processos sísmicos, vulcânicos, de carga, entre outros, podem gerar erros de vários centímetros ou metros nas suas componentes em função da sua magnitude e da proximidade entre o ponto de análise e a zona do evento (BEVIS; BROWN, 2014; MOREAUX et al., 2016). Para corrigir este problema, a IERS Conventions 2010 estabelece 3 tipos de abordagens a serem usadas em função do tipo de deslocamento modelado. São elas:

- Deslocamentos superficiais dos pontos em relação à sua posição instantânea (grupo DS1). Estes incluem todos os deslocamentos por efeitos da maré (frequências diurnas e semi-

diurnas) e outros tipos de deslocamento com variações sazonais periódicas (frequências constantes). Neste caso, a coordenada instantânea é usada como coordenada *a-priori* no processamento dos dados e corrigida após a etapa de ajustamento. Os erros decorrentes dos diferentes efeitos são descritos por modelos geofísicos pontuais ou grades resultantes da convolução entre eles e corrigidos de forma *a-priori* em cada uma das observações (modelos Classe 1 e 2).

- Deslocamentos superficiais de amplo espectro (grupo DS2). Constituem todos aqueles deslocamentos relacionados com mudanças ou ciclos ambientais com periodicidades não homogêneas, como no caso dos processos de carga sem efeito de maré. Geralmente é recomendável que eles não sejam incluídos no cálculo das posições instantâneas dos pontos. Em vez disso, eles permanecem como sinais incorporados nos resultados das séries temporais geodésicas. Podem ser corrigidos de forma *a-posteriori* após a redução das observações GPS no processo de ajuste (modelos Classe 3).
- Deslocamentos que afetam os pontos de referência internos dos instrumentos de observação (grupo DS3). Geralmente estes erros são dependentes da técnica utilizada (e.g. erro do centro de fase das antenas dos receptores GNSS) e incluem efeitos físicos de carácter empírico que afetam a qualidade das medições. Geralmente são corrigidos na etapa de processamento das observações (modelos Classe 1 e 2).

E possível evidenciar, que a modelagem dos diferentes processos de carga depende de dois fatores principais: a fonte da força e sua frequência de desenvolvimento. Desta maneira, quando o efeito é periódico (frequência constante), ele pode ser calculado matematicamente e corrigido na etapa de processamento dos dados (correção *a-priori*). Por sua vez, se o efeito não é periódico (aleatório) ou se muda pouco em relação ao período de integração (dias, semanas, meses, anos), este pode ser corrigido através do cálculo de um valor médio de carga a ser aplicado nas coordenadas estimadas. Em qualquer dos casos, os valores de carga são obtidos através do cálculo da convolução das Funções Elásticas de Green, seja no domínio espacial ou no domínio espectral em conformidade com o estabelecido por Farrell (1972) (seção 2.1.4).

Entre os principais modelos que compõem o grupo DS1, tem-se:

- Modelo de maré polar (em inglês: Ocean pole tide loading) (seção A.4.2.1).
- Modelo de marés terrestres (em inglês: solid Earth tides) (seção A.4.2.2).
- Modelo de carga oceânica por efeitos de maré, OTL (seção A.4.2.3).
- Modelo de carga atmosférica por efeitos de maré, ATL (seção A.4.2.4).

no referente ao grupo DS2, tem-se:

- Modelo de carga oceânica sem efeito de maré, NTOL.
- Modelo de carga atmosférica sem efeito de maré, NTAL.

– Modelo de carga hidrológica, HYDL.

e, finalmente, para o grupo DS3 e particularizando só naqueles modelos utilizados na correção dos erros presentes no posicionamento GNSS, tem-se unicamente o modelo de correção para a variação do centro de fase das antenas do receptor (seção A.4.3.2).

2.2.3 Movimento do centro de massa. Sistemas isomórficos

Um aspecto importante a ser considerado no uso dos modelos de carga é a descrição do relacionamento dinâmico entre as deformações físicas da superfície e a origem do sistema de referência utilizado. De acordo com Blewitt (2003), uma forma prática de modelar a dinâmica é estabelecer o sistema de referência terrestre como um sistema de referência isomórfico (seção 2.2.3.1), através do cálculo dos deslocamentos superficiais em conformidade com a teoria dos Números de sobrecarga de Love por meio das relações:

$$\Delta s_U = h'_1 \frac{V_1}{g} = h'_1 \frac{\hat{U} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.71)$$

$$\Delta s_H = l'_1 \frac{\hat{H} \nabla V_1}{g} = l'_1 \frac{\hat{H} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.72)$$

$$U_1 = (1 + k'_1) V_1 = (1 + k'_1) g \frac{\hat{U} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.73)$$

Onde:

Δs_U	Deslocamento vertical superficial de grau um.
Δs_H	Deslocamento horizontal superficial de grau um.
U_1	Potencial de carga líquido de grau um (Potencial de carga + potencial por efeito da deformação superficial).
M_E	Massa da Terra.
g	Gravidade.
$\hat{H}, \hat{U}$	Vetores unitários com direções horizontal e vertical.
h'_1, l'_1, k'_1	Números de Love de sobrecarga de grau um.
V_1	Potencial de carga de grau um (incremento do potencial gravitacional por efeito da carga) (Equação 8 de Blewitt (2003)).
$\vec{m}$	Momento da carga (Equação 10 de Blewitt (2003)).

A partir das equações 2.71, 2.72 e 2.73, é possível evidenciar que os sistemas isomórficos dependem diretamente dos LLN. No entanto a dependência funcional do momento de carga em relação ao sistema é invariante. Blewitt (2003) demonstrou que, ao comparar dois sistemas isomórficos sob redistribuição de carga, suas origens (centros) podem se mover uma relativamente à outra ao longo do eixo do vetor do momento de carga. Partindo disso, Blewitt (2003) conseguiu estabelecer a transformação dos LLN entre diferentes sistemas isomórficos através do estabelecimento das relações matemáticas:

$$\left[h'_1 \right]_B = \left[h'_1 - \alpha_B \right]_A \quad (2.74)$$

$$\left[l'_1 \right]_B = \left[l'_1 - \alpha_B \right]_A \quad (2.75)$$

$$\left[1 + k'_1 \right]_B = \left[1 + k'_1 - \alpha_B \right]_A \quad (2.76)$$

onde, α_B é o parâmetro isomórfico função da origem do sistema de referência. Desta forma, a deformação superficial de grau um para qualquer sistema isomórfico, em função do movimento da origem do sistema, pode ser calculada através de:

$$\Delta s_U = \left[h'_1 - \alpha_B \right]_A \frac{\hat{U} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.77)$$

$$\Delta s_H = \left[l'_1 - \alpha_B \right]_A \frac{\hat{H} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.78)$$

$$U_1 = \left[1 + k'_1 - \alpha_B \right]_A g \frac{\hat{U} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.79)$$

2.2.3.1 Principais sistemas isomórficos

Como foi estabelecido por Blewitt (2003), um sistema de referência isomórfico é aquele sistema cujas deformações de grau um, assumem a forma das equações 2.77, 2.78 e 2.79. A FIGURA 5 permite ilustrar a deformação superficial de grau um para um conjunto em particular de sistemas isomórficos usados na área da Geodesia e da Geofísica (WANG et al., 2012). Por definição, cada origem do sistema (+) permanece estacionária durante a redistribuição das massa e sua posterior deformação e somente o centro de massas é deslocado da origem para a localização mostrada (x) após a deformação produto do efeito de carga. Entre os sistemas de referência utilizados na prática e que satisfazem o critério anteriormente citado, tem-se:

1. **Centro de massa da Terra Sólida (CE) (FIGURA 5a).** O centro do sistema concorda com o centro de massa da Terra sólida (sem o efeito de carga). Neste sistema, o centro de massa da Terra muda sua trajetória no espaço inercial quando a massa da Terra é distribuída. No entanto, uma vez que a massa foi redistribuída para sua configuração final, qualquer deformação resultante da Terra sólida não pode mudar novamente o centro de

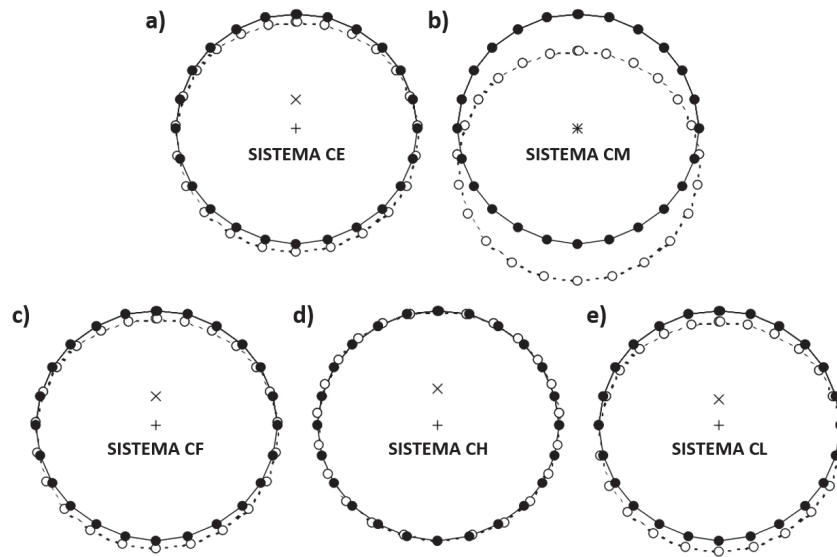


FIGURA 5 – (x) DESLOCAMENTO DO CENTRO DE MASSA PARA 5 SISTEMAS ISOMÓRFICOS. ESTAÇÕES GNSS (●) ANTES DA DEFORMAÇÃO E (○) APÓS A DEFORMAÇÃO E (+) ORIGEM DO SISTEMA DURANTE A REDISTRIBUIÇÃO DE MASSAS.
FONTE: Adaptado de Blewitt (2003)

massa do sistema (BLEWITT, 2003; DONG et al., 1997). O sistema CE é considerado o sistema natural para calcular a dinâmica da deformação da Terra sólida e é o sistema usado por Farrell (1972) para o cálculo dos LLN:

$$\begin{bmatrix} h'_1 \end{bmatrix}_{CE} = -0,290 \quad (2.80)$$

$$\begin{bmatrix} l'_1 \end{bmatrix}_{CE} = 0,113 \quad (2.81)$$

$$\begin{bmatrix} 1 + k'_1 \end{bmatrix}_{CE} = 1 \quad (2.82)$$

2. **Centro de massa do Sistema Terrestre (CM) (FIGURA 5b).** O centro de massa do Sistema Terrestre inclui o movimento do geocentro próprio da Terra sólida (sistema CE) e o movimento por efeito da carga superficial. O sistema CM é estacionário em relação às órbitas dos satélites no espaço, portanto o procedimento de estimativa simultânea de órbitas e coordenadas através do sistema GPS produz naturalmente soluções no sistema CM. Os LLN para o CM são:

$$\begin{bmatrix} h'_1 \end{bmatrix}_{CM} = -1,290 \quad (2.83)$$

$$\begin{bmatrix} l'_1 \end{bmatrix}_{CM} = -0,887 \quad (2.84)$$

$$\begin{bmatrix} 1 + k'_1 \end{bmatrix}_{CM} = 0 \quad (2.85)$$

3. **Centro da massa do Sistema NNT ou Centro de Figura (CF) (FIGURA 5c).** De acordo com Blewitt (2003), define-se como sistema de referência NNT (em inglês: No-Net Translation System), aquele sistema definido geometricamente pela interseção de um conjunto uniforme e infinitamente denso de pontos localizados na superfície terrestre. Neste sentido, a origem do sistema CF pode ser calculada através da integral de superfície do campo vetorial dos deslocamentos superficiais dos pontos quando esta é igual a zero. Isto é, a aplicação da condição NNT projetada ao longo de qualquer eixo de coordenadas. Através disto, Dong et al. (1997), concluiu que se a Terra fosse homogênea, o CF e o CE seriam sistemas equivalentes (CF e CE concordam em 2 por cento da sua magnitude). O sistema CF é adequado para técnicas em que o CM não pode ser definido com precisão, por conseguinte é o sistema natural de escolha para o sistema GPS, quando por exemplo, a variação estocástica da pressão de radiação nos satélites é uma fonte de erro limitante (BLEWITT et al., 2001). Os LLN para o CF são:

$$\left[h'_1 \right]_{CF} = -0,268 \quad (2.86)$$

$$\left[l'_1 \right]_{CF} = 0,134 \quad (2.87)$$

$$\left[1 + k'_1 \right]_{CF} = 1,021 \quad (2.88)$$

4. **Centro da massa do Sistema NNVT (CH) (FIGURA 5d).** O sistema NNVT (em inglês: No-Net Vertical Translation System), da mesma forma que o sistema CL, é um caso particular do sistema CF. Neste caso o vetor médio dos deslocamentos verticais sobre a superfície da Terra é zero. O sistema NNVT é o sistema ideal apenas para modelos de movimento vertical, onde os deslocamentos verticais são modelados melhor do que os deslocamentos horizontais ou onde os modelos geológicos de rotação de placas são empíricos (GERASIMENKO; KATO, 2000). Os LLN para o CH são:

$$\left[h'_1 \right]_{CH} = 0 \quad (2.89)$$

$$\left[l'_1 \right]_{CH} = 0,403 \quad (2.90)$$

$$\left[1 + k'_1 \right]_{CH} = 1,290 \quad (2.91)$$

5. **Centro da massa do Sistema NNHT (CL) (FIGURA 5e).** O sistema NNHT (em inglês: No-Net Horizontal Translation System) é um caso particular do Sistema CF e sua origem pode ser calculada de forma similar que o CF. Isto é, através da integral de superfície do campo vetorial dos deslocamentos superficiais, levando em consideração que no caso da componente horizontal, seu vetor é zero. O sistema de referência CL é útil se os deslocamentos verticais determinados são menos precisos do que os deslocamentos

laterais. Neste sentido, o sistema CL pode ser aplicável a técnicas de propagação de ondas de rádio como GPS e VLBI, onde a precisão vertical pode ser limitada por erros de refração atmosférica devido a variações estocásticas do conteúdo de vapor de água. Os LLN para o CL são:

$$\left[h'_1 \right]_{CL} = -0,403 \quad (2.92)$$

$$\left[l'_1 \right]_{CL} = 0 \quad (2.93)$$

$$\left[1 + k'_1 \right]_{CL} = 0,887 \quad (2.94)$$

Finalmente, um aspecto importante demonstrado por Blewitt (2003), é que se for escolhido um sistema de referência no qual o movimento da superfície é inteiramente horizontal (sistema CH), os movimentos das estações atingem seu valor máximo à maior distância (90°) existente entre os pontos de cargas máximas e mínimas. Isto é, os movimentos superficiais produzidos no equador correspondem a efeitos de carga gerado nos polos.

2.2.4 Sistema de Referência Terrestre Internacional. ITRS/ITRF

2.2.4.1 Modelo linear de trajetórias

A definição fundamental do Sistema de Referência Terrestre Internacional, ITRS (em inglês: International Terrestrial Reference System) se baseia na materialização de um conjunto de pontos sobre a superfície terrestre, cujas coordenadas são definidas convencionalmente para uma época de referência em particular. Isto inclui suas variações lineares no tempo. Desta maneira, a parte secular do poliedro mundial é basicamente determinada por um conjunto de coordenadas $\vec{X}_0^{(i)}$ e velocidades $\vec{V}_0^{(i)}$, $\forall i \in N : i \leq 1$, relacionadas através do estabelecimento de um modelo funcional linear, chamado de "modelo linear de trajetórias" (em inglês: standard linear trajectory model, SLTM) (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007):

$$\vec{X}^{(i)}(t) = \vec{X}_0^{(i)} + \vec{V}_0^{(i)}(t - t_0) \quad (2.95)$$

onde, t_0 é a época de referência. O poliedro define de forma implícita os eixos, a origem e a escala do sistema de coordenadas, o mesmo que serve como base para a descrição do estado geométrico da Terra e dos processos físicos ocorrentes na sua superfície e no seu interior (DREWES; BRUNINI; SÁNCHEZ, 2015). Dependendo do período de tempo analisado, é possível incluir na equação 2.95 um termo que represente as flutuações de curto período dos pontos advinda dos diferentes processos geofísicos definidos na seção 2.2.2.1. Desta maneira o SLTM pode ser representado por:

$$\vec{X}(t) = \vec{X}(t_0) + \vec{V}_0^{(i)}(t - t_0) + \sum_{k=1}^K \vec{g}_k(t) \quad (2.96)$$

onde, o termo $\vec{g}_k(t)$, representa os deslocamentos dos pontos obtidos com base na utilização dos modelos *a-priori* (grupos DS1 e DS3 - seção 2.2.2.1) definidos na IERS Conventions 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010).

A partir do estabelecimento do Sistema de Observação Global Geodésico (em inglês: Global Geodetic Observing System, GGOS) (PLAG; PEARLMAN, 2009), tem sido diversos os estudos desenvolvidos até hoje, com o objetivo de avaliar se o uso do SLTM ainda cumpre com todos os requerimentos estabelecidos por este. Em outras palavras, se a inclusão dos modelos *a-priori* gerados para cada um dos processos geofísicos é suficiente para satisfazer o nível de acurácia estabelecido pelo GGOS de 10^{-9} ou melhor (PLAG; PEARLMAN, 2009). Assim, no ano 2007, o IERS, através de sua Agência Especial do GGFC (em inglês: GGFC Special Bureau for Loading) concluiu que o SLTM não é uma abordagem adequada para atingir dito valor. Isto, devido a que este não é capaz de modelar de forma consistente as variações na forma da Terra, no campo de gravidade e na rotação terrestre, de forma integrada e correlacionada (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007).

2.2.4.2 Modelo dinâmico de referência terrestre

De acordo com Plag, Blewitt e Herring (2007), uma alternativa frente ao SLTM é o chamado de "Modelo dinâmico de referência terrestre" (em inglês: Dynamic Reference Earth Model, DREM) (HERRING et al., 2009). Neste, a parte secular do poliedro mundial é determinada através da equação:

$$\vec{X}(t) = \vec{X}_0 + \delta\vec{X}(t) \quad (2.97)$$

onde $\delta\vec{X}(t)$, chamado de "movimento anômalo", representa o campo vetorial dos deslocamentos preditos para qualquer ponto da superfície terrestre no tempo t .

Desta maneira, com o objetivo de definir um Sistema de Referência Terrestre fisicamente funcional, o DREM deve dar conta da maioria dos sinais geofísicos conhecidos. No entanto, na ausência de um modelo do Sistema Terrestre suficientemente integrado e elaborado como aquele apresentado na FIGURA 6, o DREM pode ser definido através de um conjunto de modelos independentes, com cada um deles representando um subconjunto dos processos físicos relevantes. Isto inclui, os deslocamentos co-sísmicos e pós-sísmicos de grandes terremotos e todos os efeitos de carga (atmosférico, oceânico e hidrológico), bem como, a resposta isostática pós-glacial. Neste caso, o campo vetorial dos deslocamentos seria descrito por:

$$\delta\vec{X}(\vec{X}, t) = \sum_{j=1}^M \vec{g}_j(\vec{X}, t) \implies i \in N : 1 \leq i \leq M \quad (2.98)$$

onde M é o número de campos vetoriais determinados a partir dos M modelos geofísicos que representam processos tais como: marés terrestres, efeitos de carga, terremotos, entre outros. Em princípio, a equação 2.97, pode ser vista como uma extensão da equação 2.95, no entanto, ao contrário desta, o termo $\vec{g}_j(\vec{X}, t)$ em 2.97 é definido em função de sua posição $\vec{X}$ e do tempo t (campo vetorial), o qual seria possível de fazer só com a existência

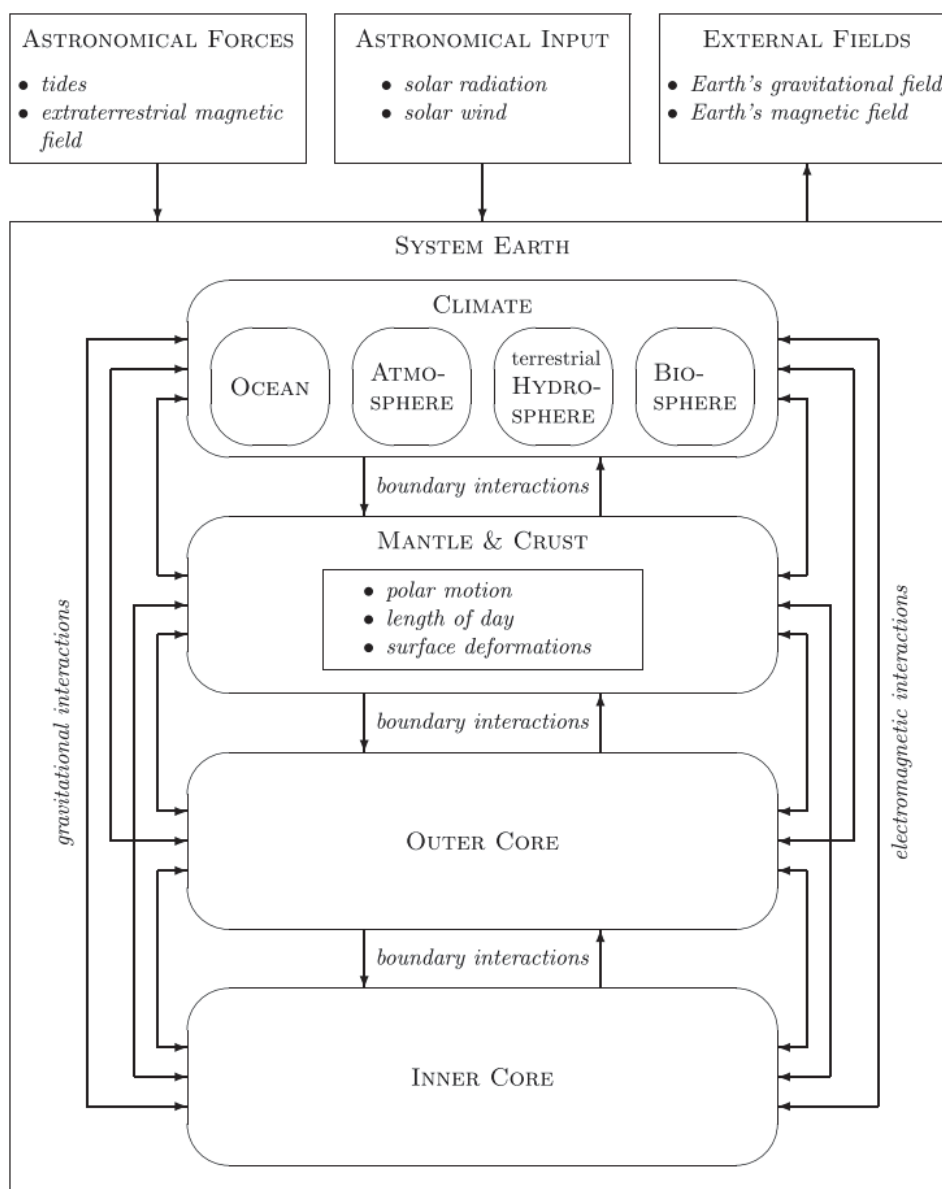


FIGURA 6 – COMPONENTES DO SISTEMA TERRESTRE DE ACORDO COM O DREM
FONTE: Herring et al. (2009)

de um modelo integrado do sistema Terra (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007). De acordo com VanDam (2012), o modelo mais próximo a cumprir com esta realidade, é o modelo OMCT (em inglês: Ocean Model for Circulation and Tides) desenvolvido pelo Centro Alemão de Pesquisas em Geociências (em alemão: Deutsches GeoForschungsZentrum, GFZ) (THOMAS; SÜNDERMANN; MAIER-REIMER, 2001), já que além de modelar os diferentes processos geofísicos do sistema, este inclui a modelagem do fluxo de água doce desde o continente até os oceanos e as mudanças das massas atmosféricas. É importante salientar que a partir da realização de 2014 (ALTAMIMI et al., 2016), o ITRF, conta com um modelo de deformação pós-sísmica (em inglês: Postseismic Deformation Models, PSD), o qual visa representar o impacto nas suas soluções dos grandes processos telúricos. Não entanto, devido a que este se baseia na utilização do SLTM como modelo funcional, ele só é considerado uma solução pontual ao problema, visto que ainda não é capaz de representar as interações de ditos processos com

os demais componentes do sistema (FIGURA 6). O PSD é representado por:

$$\vec{X}_{PSD}(t) = \vec{X}(t_0) + \vec{V}_0^{(i)}(t - t_0) + \vec{\delta X}_{PSD}(t) \quad (2.99)$$

onde, para cada componente $L \in \{E, N, U\}$, a soma total das correções de PSD $\vec{\delta X}_{PSD}(t)$ pode ser expressa no sistema local na época t , através da equação:

$$\vec{\delta L}(t) = \sum_{i=1}^{n^l} A_i^l \log \left(1 + \frac{t - t_i^l}{\tau_i^l} \right) + \sum_{i=1}^{n^e} A_i^e \left(1 - e^{-\frac{t - t_i^e}{\tau_i^e}} \right) \quad (2.100)$$

sendo, n^l o número de termos logarítmicos, n^e o número de termos exponenciais, A_i^l a amplitude do i -ésimo termo logarítmico, A_i^e a amplitude do i -ésimo termo exponencial, τ_i^l o tempo de relaxação do i -ésimo termo logarítmico, τ_i^e o tempo de relaxação do i -ésimo termo exponencial, t_i^l a data do evento telúrico correspondente ao i -ésimo termo logarítmico e t_i^e a data do evento telúrico correspondente ao i -ésimo termo exponencial.

2.2.4.3 Sistema global de conservação de massas

Apesar de ser o DREM, a melhor alternativa como novo modelo funcional do ITRF, as limitações no estabelecimento de um sistema Terra único, capaz de modelar além dos processos geofísicos, as interações entre eles, fazem que até hoje, a melhor alternativa para a modelagem dos efeitos de carga do grupo DS2 da IERS Conventions 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010), continue a ser a implementação de modelos individuais para cada um dos efeitos (seção 2.2.2.1), ainda quando isto não garanta o cumprimento do Princípio de Conservação de Massas (WATANABE; ORTEGA, 2011). Para dar resposta a este problema, Clarke (2005) sugere a inclusão de um novo termo de carga S , chamado de "resposta oceânica passiva", tal que este permaneça em equilíbrio hidrostático com o campo do potencial gravitacional devido à carga total (ATL + OTL + NTAL + NTOL + HDYL). Para isto, é necessário que a carga oceânica passiva inclua uma componente de grau zero, capaz de refletir a troca sazonal das massas de água entre oceano e continente e que por sua vez, equilibre de forma exata a incidência e a variabilidade da carga total no tempo, de modo que sua massa seja conservada.

Desta maneira, considerando um modelo Terra SNREI, a Carga Total T pode ser expressa em função da sua posição geográfica Ω como:

$$T(\Omega) = D(\Omega) + S(\Omega) = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi=C}^S T_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\Omega) \quad (2.101)$$

onde ρ_w é a densidade da água, $T_{nm}^{\Phi}(\Omega)$ e $Y_{nm}^{\Phi}(\Omega)$ são harmônicos esféricos não normalizados definidos de acordo com Blewitt (2003); $D(\Omega)$ é o vetor de deslocamento superficial por efeitos de carga (NTAL + NTOL + HDYL) e $S(\Omega)$ a resposta oceânica passiva, definida como:

$$S(\Omega) = C(\Omega) \left[\frac{\Delta V}{g} + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi=C}^S \left(\frac{3\rho_w}{\rho_e} \frac{1 + k'_n - h'_n}{2n+1} \right) T_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\Omega) \right] \quad (2.102)$$

sendo ρ_e a densidade média da Terra, k'_n e h'_n os números de sobrecarga de Love e $C(\Omega)$ a função oceânica (em inglês: coastline function), definida como 0 quando a fonte de carga esta sobre os continentes e 1 quando esta localizada sobre os oceanos.

3 METODOLOGIA

3.1 ÁREA DE ESTUDO

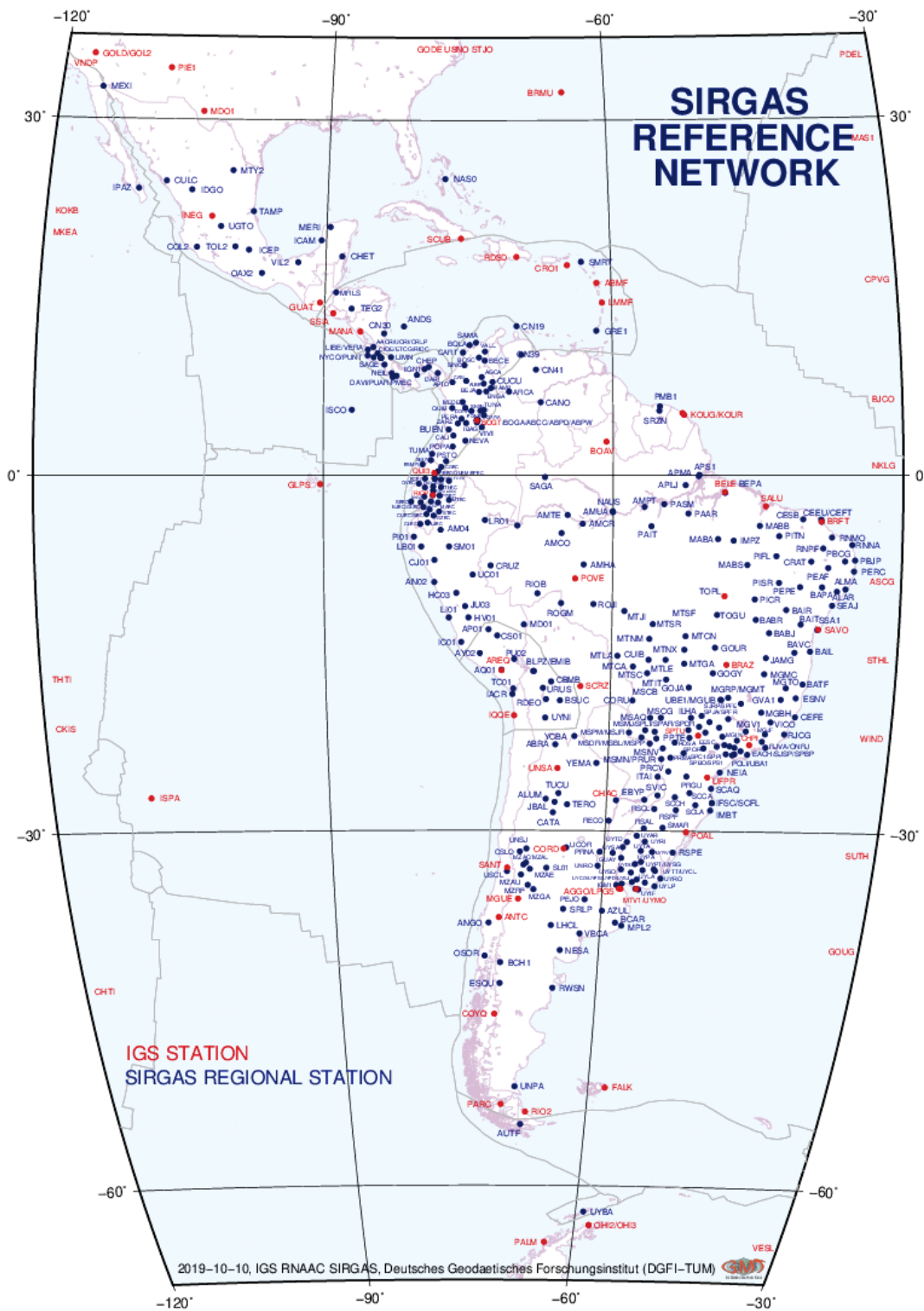


FIGURA 7 – REDE CONTINENTAL SIRGAS-CON
FONTE: sirgas.org (2019)

O presente estudo, baseia sua análise no uso das soluções semanais geradas pelos diferentes Centros de Processamento SIRGAS (CIOCE et al., 2018) e nas soluções diárias geradas pelo Laboratório Geodésico de Nevada (em inglês: Nevada Geodetic Laboratory, NGL) (BLEWITT; HAMMOND; KREEMER, 2018) para um conjunto de 506 estações GNSS pertencentes à Rede Continental SIRGAS-CON (FIGURA 7). O primeiro conjunto de coordenadas é obtido em conformidade com as orientações estabelecidas por Brunini et al. (2012) e nas Diretrizes para seus Centros de Análise detalhadas em Sánchez (2017). A estratégia de processamento utilizada, baseia-se na implementação do método de posicionamento relativo estático por linhas de base longa através do software Bernese GNSS (Versão 5.2), bem como a utilização dos produtos orbitais gerados pela IGS. O NGL, pelo contrario, baseia-se na implementação do método de posicionamento por ponto preciso, (em inglês: Precise Point Positioning, PPP) através do software GIPSY/OASIS-II (Versão 6.1.1) e os produtos orbitais gerados pela JPL-NASA. Esta diferença nas estratégias de processamento, bem como, nos modelos de correção utilizados por cada um dos centros de processamento, implicam num maior ou menor grau de compatibilidade das soluções ao ser comparadas com aquelas produzidas pelo IGS na definição de suas redes de referência oficiais (precisão externa), sendo as geradas por SIRGAS as de maior compatibilidade (KIERULF et al., 2008; BARBARELLA et al., 2009a; BARBARELLA et al., 2009b).

É importante salientar que em face de que os dados originais de orbitas e relógios gerados pelo IGS, possuem suas realizações em sistemas de referência diferentes para o período de estudo (2000 - 2019), as coordenadas geradas por SIRGAS também se encontram definidas em diferentes sistemas de acordo com o esquema apresentado na TABELA 1:

TABELA 1 – SOLUÇÕES POSICIONAIS SIRGAS E SISTEMAS DE REFERÊNCIA	
PERÍODO	SISTEMA DE REFERÊNCIA
Anterior à semana GPS 1400	IGS05 (FERLAND, 2006)
Semana GPS 1400 até semana GPS 1631	IGS05 (FERLAND, 2006)
Semana GPS 1632 até semana GPS 1708	IGS08 (REBISCHUNG, 2011)
Semana GPS 1709 até semana GPS 1933	IGb08 (REBISCHUNG, 2012)
Após semana GPS 1933	IGS14 (REBISCHUNG, 2016)

FONTE: igs.org (2019)

A solução para este problema é a definição das mudanças de Datum como saltos na série de coordenadas. O tratamento estatístico a ser utilizado para sua correção é a implementação de uma função de ajuste em conformidade com o estabelecido por Herring (2003) e Floyd e Herring (2020). No caso das coordenadas geradas pelo NGL, por outro lado, e devido a que seu processamento se baseia na utilização dos dados orbitais provenientes da segunda campanha de reproprocessamento realizada pelos centros de análise da IGS (incluindo a JPL-NASA) no ano 2016 (REPRO2) (GRIFFITHS, 2017), o conjunto de coordenadas é considerado consistente com a realização IGS08 (REBISCHUNG, 2012) e/ou ITRF2008 (ALTAMIMI; COLLILIEUX; MÉTIVIER, 2011). No entanto, a utilização de modelos de correção não convencionais em concordância com a IERS Conventions 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010), implica na existência de grandes diferenças nas suas séries (precisão interna).

3.2 ESQUEMA GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA

Com base nos objetivos estabelecidos no início da presente pesquisa, definem-se 3 etapas principais de trabalho: a primeira referente ao processamento e modelagem dos dados; a segunda referente à comparação das soluções obtidas e a terceira referente à análise dos resultados. Um esquema geral é apresentado na FIGURA 8 e discutido na sequência.

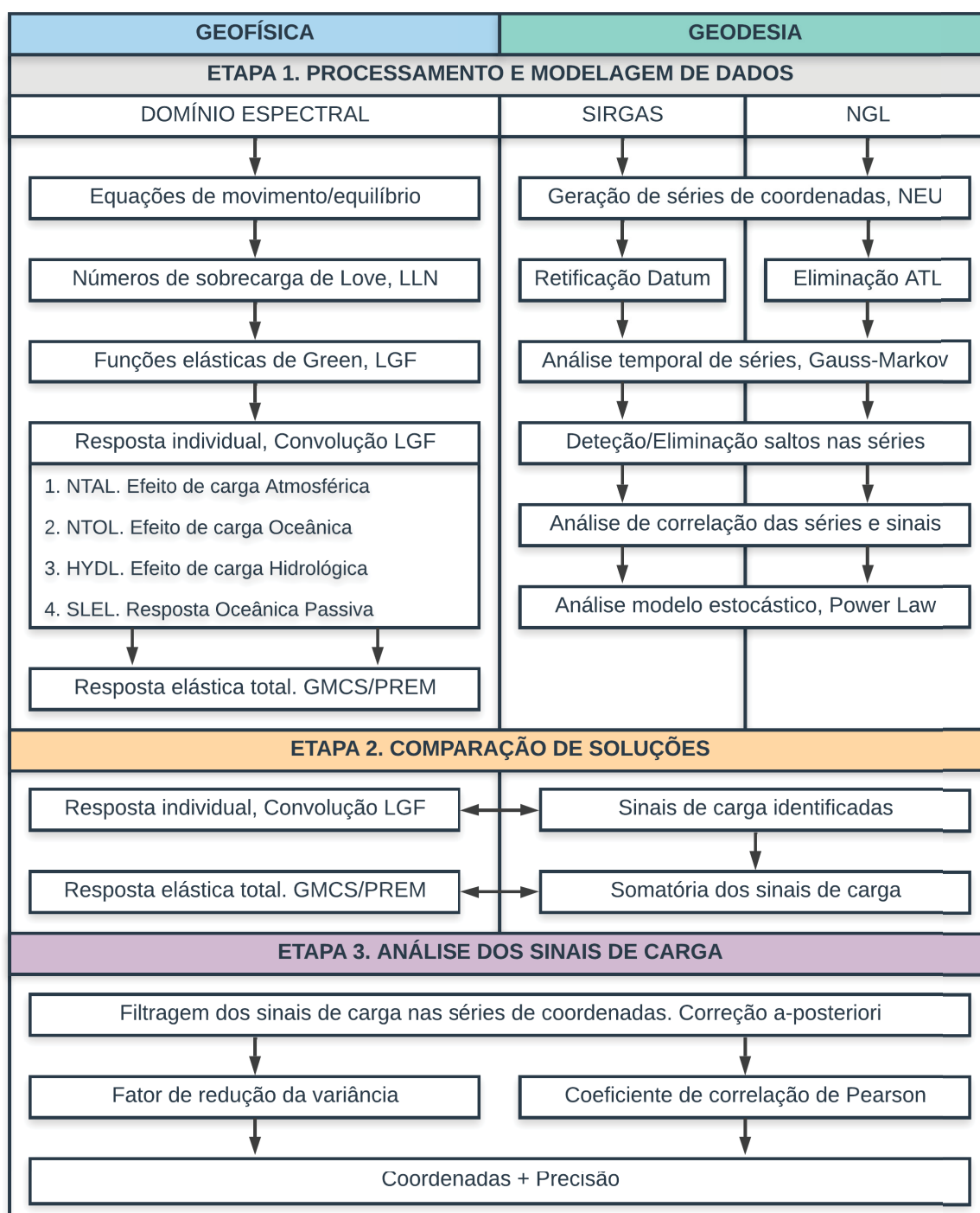


FIGURA 8 – ESQUEMA GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA

3.2.1 Processamento e modelagem dos dados

A etapa de processamento e modelagem compreende duas etapas principais. A primeira encaminhada à preparação da informação base e a segunda ao cálculo dos deslocamentos superficiais induzidos pelos diferentes processos de carga. Pelo ponto de vista "geofísico", baseado no cálculo da resposta elástica da Terra por meio da convolução das funções elásticas de Green (FIGURA 9) e pelo ponto de vista "geodésico", baseado na análise, identificação e correlação dos sinais de carga presentes nas séries de coordenadas (FIGURA 10).

3.2.1.1 Pré-processamento dos dados

Esta etapa compreende a obtenção e/ou geração dos diferentes modelos de referência terrestre, modelos de maré e modelos de superfície em conformidade com:

- Modelos de referência terrestre. Utilizado como base para a obtenção das velocidades de propagação de ondas sísmicas (V_P , V_s e ρ) e dos parâmetros elásticos (λ e μ) da Terra. Para a presente pesquisa foi selecionado o modelo de referência terrestre AK135f desenvolvido por Kennett, Engdahl e Buland (1995).
- Modelos de maré. Utilizados para o cálculo dos deslocamentos superficiais pelos processos de carga OTL e ATL e marés terrestre, SET, nos casos em que ditos processos não foram modelados ou reduzidos na fase de processamento dos dados em conformidade com o estabelecido pela norma IERS Conventions 2010. Os modelos escolhidos são (TABELA 2):

TABELA 2 – MODELOS DE MARÉ		
PROCESSO MODELADO	MODELO DE MARÉ	FONTE DE DADOS
Carga Atmosférica, ATL	FES2004	Lyard, et al. 2004
Carga Oceânica, OTL	GGFC	VanDam, et al. 2010
Marés Terrestres, SET	IERS2010	Mathews, et al. 2002

FONTE: O autor (2019)

- Modelos de superfície. Utilizados para a obtenção dos valores de variação das massas (kg/m^2) produzidas pelos diferentes processos de carga. Os modelos de superfície utilizados na presente pesquisa são (TABELA 3):

TABELA 3 – MODELOS DE SUPERFÍCIE	
EFEITO DE CARGA	MODELO
Carga atmosférica, NTAL	ERA-Interim (DEE et al., 2011)
Carga oceânica, NTOL	MPIOM (JUNGCLAUS et al., 2013)
Carga hidrológica, HYDL	LSDM (DILL, 2008)

FONTE: O autor (2019)

3.2.1.2 Abordagem geofísica

De acordo com o esquema geral de processamento (FIGURA 8), o cálculo da resposta elástica da Terra sólida pelos diferentes processos de carga através da convolução das funções elásticas de Green compreende 5 etapas principais:

- Estabelecimento e solução das "equações de movimento". Baseado na abordagem desenvolvida por Longman (1962) e Longman (1963) (seção 2.1.1). Isto é, através da redução das equações a um sistema de equações diferenciais de primeira ordem, o estabelecimento das condições de contorno e sua posterior integração através do algoritmo Runge-Kutta-Gill (SHANKS, 1966).
- Cálculo dos Números de Love, LN. Baseado na abordagem estabelecida por Farrell (1972) (seção 2.1.2). Isto é, através da inversão da resposta elástica obtida pelo algoritmo Runge-Kutta-Gill quando este se encontra em contato com um campo de força axialmente simétrico (problema de valor de contorno) (equação 2.45). Esta etapa inclui o cálculo dos Números de sobrecarga de Love, LLN, em conjunto com os outros 3 tipos de números de Love existentes (Potential LN, Shear LN, Stress LN). O grau máximo de desenvolvimento dos LN é $n = 10000$, sendo o método computacional adotado para sua resolução a obtenção de valores assintóticos em conformidade com o estabelecido por Guo et al. (2004).
- Obtenção das Funções de Carga de Green, LGF. Baseado na abordagem estabelecida por Farrell (1972) e Longman (1963) (seção 2.1.3). Isto é, através do cálculo das LGF em função dos LLN. O grau máximo de desenvolvimento das LGF é igual ao grau dos LN ($n = 10000$), portanto sua resolução também se baseia no cálculo e uso de valores assintóticos (GUO et al., 2004), sendo necessária sua representação analítica através da implementação da Transformada de Kummer VanDam (2017) (equações 2.50 e 2.51).
- Cálculo da resposta elástica individual. Compreende o cálculo da deformação superficial individual para todos os pontos que compõem a rede SIRGAS-CON para cada um dos efeitos de carga avaliados. Isto se obtém através da convolução das LGF e a variação de massas obtida com o uso de diferentes modelos globais de superfície (TABELA 3).
- Cálculo da resposta elástica total. Compreende o cálculo da deformação superficial total para todos os pontos que compõem a rede SIRGAS-CON. Obtém-se através da somatória dos efeitos de carga NTAL, NTOL e HYDL, e a inclusão do resposta oceânica passiva, SLEL, baseados no estabelecimento do sistema global de conservação de massas, GMCS (seção 2.2.4.3).

Um resumo detalhado de todas as etapas, incluindo seus processos e sub-processos, bem como, os modelos matemáticos e geofísicos utilizados para seu correto desenvolvimento apresenta-se na FIGURA 9.

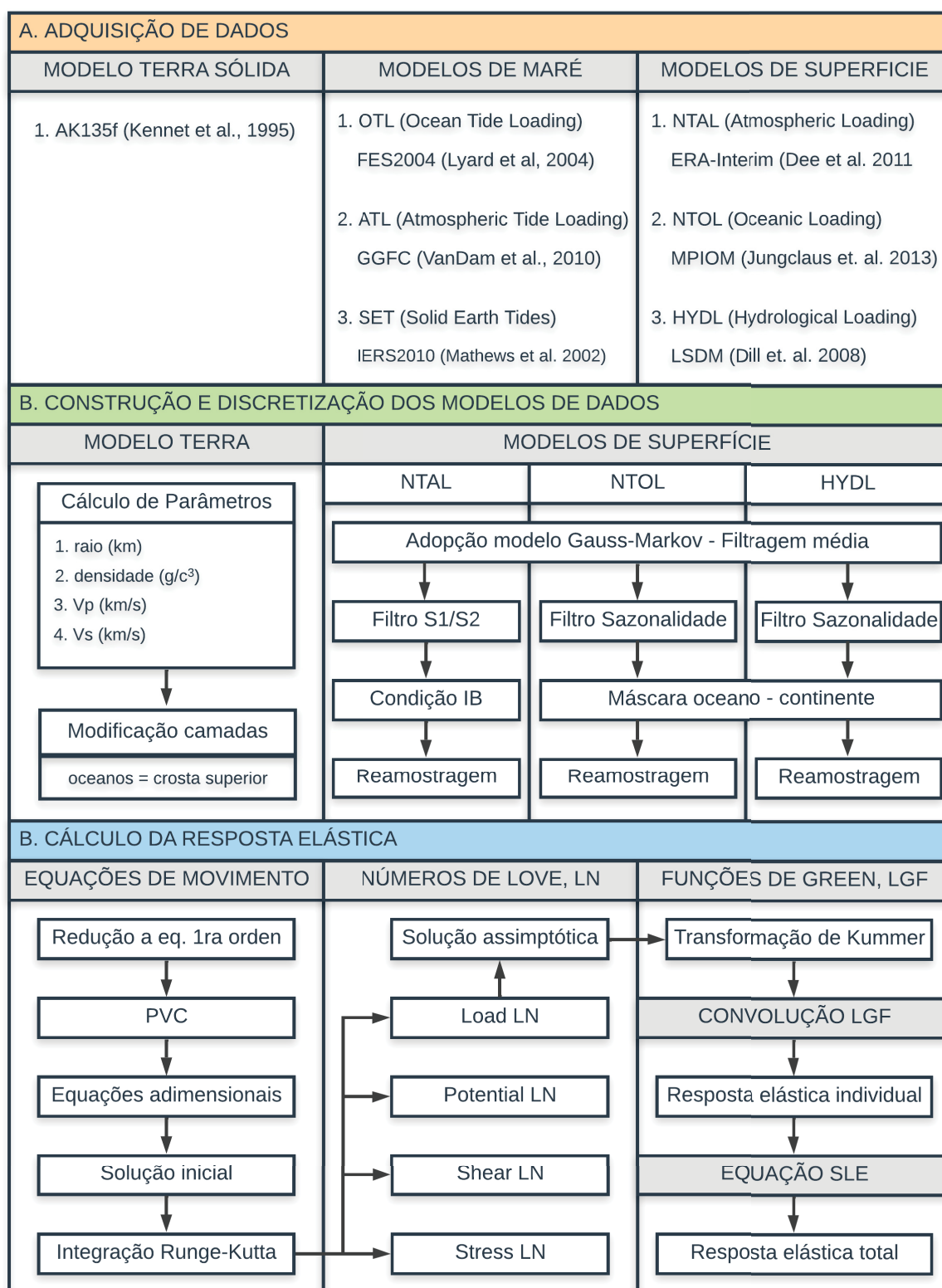


FIGURA 9 – ESQUEMA GERAL DE TRABALHO. ABORDAGEM GEOFÍSICA

3.2.1.3 Abordagem geodésica

A abordagem geodésica compreende a geração e análise das séries de coordenadas obtidas para cada uma das 506 estações GNSS que compõem a Rede SIRGAS-CON (CIOCE et al., 2018). O objetivo principal disto é a identificação dos sinais de carga imersos em cada uma das suas componentes (Norte, Leste, e Altura), bem como, a quantificação do seu impacto antes e após sua filtragem. De acordo com o esquema geral de processamento (FIGURA 8), este processo pode ser realizado através da consecução de 7 etapas principais. Estas são:

- Geração das séries de coordenadas. Compreende a obtenção das soluções posicionais geradas pelo NGL e o cálculo das soluções posicionais SIRGAS, através da combinação das suas soluções semi-livres geradas pelos Centros de Processamento Locais. Esta etapa também inclui a transformação de coordenadas cartesianas a coordenadas locais topocêntricas, a análise da precisão interna das soluções (repetibilidade) e o pré-processamento dos produtos GRACE e GRACE-Fo de acordo com o estabelecido na seção 3.2.1.1.
- Compatibilização das soluções. Encaminhada à verificação e retificação do Datum nas soluções SIRGAS através da implementação de uma função de ajuste em conformidade com o estabelecido por Herring (2003), e à filtragem dos efeitos de carga atmosférica por efeitos de maré (ATL) nas soluções NGL de acordo com o estabelecido por Ferreira et al. (2019). Esta etapa inclui a análise da precisão externa das soluções (comparação direta com as soluções IGS) e sua discretização em relação aos modelos de superfície (definição dos intervalos de amostragem: diários, semanais, mensais, outros).
- Análise temporal de séries. Compreende o estudo e a caracterização das séries de coordenadas através do estabelecimento do modelo de Gauss-Markov (em inglês: First-order Gauss-Markov, FOGM) em conformidade com o estabelecido por Floyd e Herring (2020). Isto inclui, a pré-análise e filtragem das soluções com o objetivo de eliminar possíveis erros grosseiros e/ou "outliers" imersos nas séries através da metodologia dos 3-sigmas Bos et al. (2013). Isto é, uma vez calculada e eliminada a tendência linear dos dados de cada uma das componentes, através do método de mínimos quadrados, calcula-se a amplitude Inter-Quartil, definida como a diferença entre o quartil inferior Q_1 e o quartil superior Q_3 do conjunto de dados. Aquele resíduo com um valor inferior a 3 vezes a amplitude Inter-Quartil, abaixo ou acima da mediana, é considerado como "outlier".
- Cálculo da resposta elástica individual e total. Compreende a quantificação e possível filtragem dos sinais de carga identificados para todos os pontos que compõem a rede SIRGAS-CON por cada um dos efeitos de carga avaliados nas suas séries de coordenadas. O cálculo da resposta total, dependerá do cumprimento do princípio de conservação de massas através da somatória dos sinais individuais.

Um resumo detalhado de todas as etapas, incluindo seus processos e sub-processos, apresenta-se na FIGURA 10.

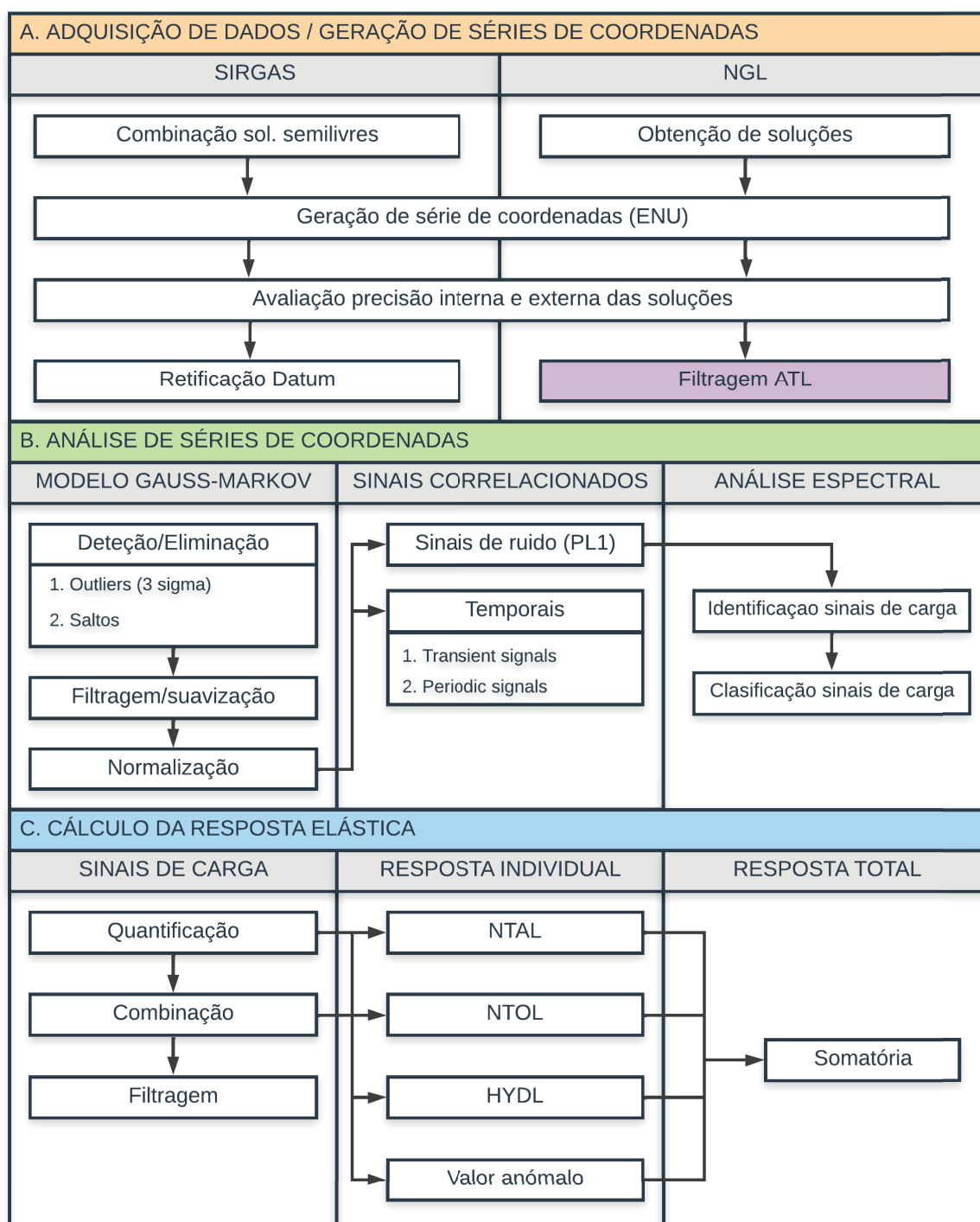


FIGURA 10 – ESQUEMA GERAL DE TRABALHO. ABORDAGEM GEODÉSICA

3.2.2 Análise de resultados

A avaliação da incidência dos modelos de carga nas soluções posicionais sustenta-se em duas etapas principais: a primeira encaminhada à comparação direta das respostas elásticas obtidas através das duas abordagens utilizadas (geofísica e geodésica). E na segunda através da avaliação das propriedades estatísticas das séries, principalmente sua precisão, antes e após a filtragem dos efeitos de carga (FIGURA 11).

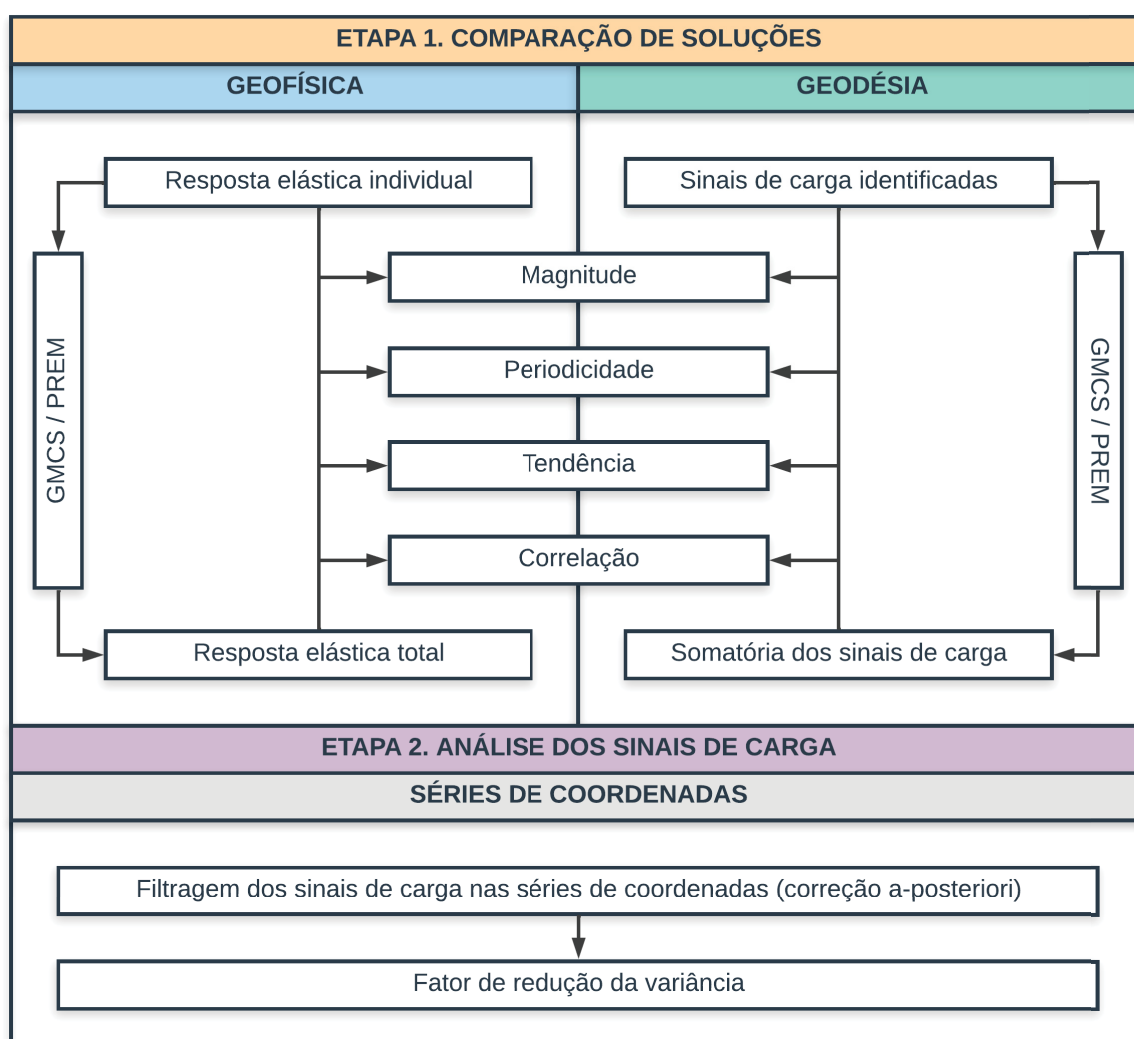


FIGURA 11 – ESQUEMA GERAL DO ANÁLISE DE RESULTADOS

Desta maneira, para o caso da comparação das respostas individuais e totais, serão avaliados valores tais como: magnitude dos sinais, periodicidade, tendência e o grau/nível de correlação entre as respostas obtidas.

Por outro lado, e no correspondente à aplicabilidade e melhora das soluções após a modelagem/filtragem dos sinais de carga, estes serão avaliados através do cálculo do fator de redução da variância (R_p) definido pela equação:

$$R_p = \frac{\Delta\sigma^2}{\sigma_{sem-apl}^2} \times 100\% \quad (3.1)$$

Onde:

$\sigma_{sem-apl}$

Variância dos resíduos sem a modelagem dos efeitos de carga.

$\Delta\sigma^2$

Diferença entre a variância dos resíduos com e sem aplicação dos modelos de carga.

e através da análise do modelo estocástico das séries em conformidade com o estabelecido por Tregoning e Watson (2009). Isto é, a solução após a filtragem dos efeitos de carga será considerada a melhor solução se ela permitir estabelecer estimativas mais precisas dos sinais geofísicos remanescentes, através da caracterização dos sinais de ruído (correlacionados) presente nas séries de tempo.

4 RESULTADOS

Os resultados da presente pesquisa serão apresentados na sequência através de dois artigos submetidos e aceitos para publicação durante o período de desenvolvimento da tese.

O primeiro intitulado de "Modelagem da resposta elástica superficial aos diferentes processos de carga na América do Sul baseados em observações GNSS" aborda o estudo, comparação e análise dos sinais de carga (i.e., efeito de carga hidrológica, efeito de carga oceânica, efeito de carga atmosférica e resposta oceânica passiva) e os dados GNSS obtidos para as 506 estações GNSS pertencentes à Rede SIRGAS-CON durante o período compreendido entre os anos 2000 e 2020. Através deste é possível identificar uma correlação moderada entre os 2 conjuntos de dados, sendo o sinal de carga hidrológica HYDL aquele com maior nível de correlação e a componente vertical aquela com maior incidência, principalmente em estações com altitudes inferiores aos 1000 metros e estações localizadas em latitudes médias. A incorporação da resposta oceânica passiva, também permite estabelecer uma leve melhoria na precisão das soluções após sua filtragem, sendo as estações com maior redução de suas variâncias aquelas localizadas na bacia do Rio Amazonas e as de menor redução aquelas localizadas próximas aos Andes, nas proximidades da linha equatorial, em estações com altitudes superiores aos 2500 metros.

O segundo intitulado de "Estudo das deformações verticais terrestres ocorrentes no Equador baseado em dados GPS e modelo de carga superficiais" (artigo submetido em inglês), por sua vez, apresenta uma análise individual da incidência dos efeitos de carga na componente vertical de 47 estações pertencentes à Rede GNSS de monitoramento contínuo do Equador. Isto em princípio, devido a que no artigo anterior, foi observado um comportamento inusual do fator de redução da variância em estações próximas aos Andes Equatoriais. Desta maneira, mediante a análise dos resultados foi verificada uma correlação moderada entre as altitudes e os sinais de carga, sendo que ocorreu uma redução no erro quadrático médio ponderado (WRMS) para 35 das 47 estações consideradas após filtrada a resposta elástica total. A maior redução ocorreu nas estações com altitudes de até 3000 metros.

Além dos trabalhos anteriormente referidos, durante o período de elaboração da presente pesquisa foram publicados o artigo intitulado "Análise de deslocamentos superficiais locais usando dados GPS. Estudo de caso na região de Guabirotuba, Curitiba, Brazil" (PILAPANTA et al., 2022), o qual apresenta a metodologia utilizada na presente pesquisa na avaliação e análise das soluções posicionais utilizadas. E o capítulo de livro intitulado "Contribuições das Ciências Geodésicas para Monitoramento Ambiental e Desenvolvimento Sustentável" (PILAPANTA et al., 2023), o qual apresenta uma visão geral da incidência dos efeitos de carga no uso dos dados GPS para monitoramento ambiental.

4.1 ARTIGO 1. MODELAGEM DA RESPOSTA ELÁSTICA SUPERFICIAL AOS DIFERENTES PROCESSOS DE CARGA NA AMÉRICA DO SUL BASEADOS EM OBSERVAÇÕES GNSS

O trabalho apresentado neste capítulo encontra-se em processo de revisão como: "Pilapanta, C. and Krueger, C. Modelagem da resposta elástica superficial aos diferentes processos de carga na América do Sul baseados em observações GNSS, 2023"

4.1.1 Resumo

Um processo físico de grande importância a ser considerado no uso de soluções posicionais é aquele relacionado com o estudo da resposta elástica da superfície terrestre. Ele é o fruto do sobrecarregamento da Terra em função da redistribuição de massas e faz parte do denominado ciclo hidrológico. A abordagem principal utilizada para a modelagem de dita resposta envolve a convolução individual das Funções de Carga de Green e a variação de massas obtida através de diferentes modelos globais de superfície. No entanto, este tipo de modelagem não é considerado auto-consistente, já que os modelos em conjunto não conservam sua massa global, principalmente o modelo de carga oceânica, o qual mantém sua massa constante através do tempo sem considerar a troca de massas com a atmosfera e a superfície terrestre. Para solucionar este problema é necessário a inclusão de uma resposta oceânica "passiva", capaz de manter a superfície do oceano numa superfície equipotencial média ainda quando mudar sua massa. Objetivando o estudo destes processos, principalmente da incidência da resposta oceânica passiva, na presente pesquisa foram comparadas e analisadas as soluções posicionais de 507 estações GNSS da Rede continental SIRGAS-CON com seus respectivos sinais de carga durante o período compreendido entre os anos 2000 e 2020. Os resultados obtidos, permitiram identificar uma correlação moderada entre os 2 conjuntos de dados, sendo o sinal de carga hidrológica HYDL o que apresentou o maior nível de correlação e a sua componente vertical teve a maior incidência, principalmente em estações com altitudes inferiores aos 1000 metros e localizadas em latitudes médias, entre os 20° norte e 40° sul. Com relação à incorporação da resposta oceânica passiva foi possível observar uma leve melhoria na precisão das soluções após sua filtragem, sendo as estações com maior redução de suas variâncias aquelas localizadas na bacia do Rio Amazonas e as de menor redução aquelas localizadas próximas aos Andes, nas proximidades da linha equatorial, em estações com altitudes mais elevadas do que 2500 metros. Palavras-chave: GNSS, sinais de carga, resposta oceânica passiva, movimentos de massa superficial

4.1.2 Introdução

É bem conhecido que em escalas de tempo longas, a maior redistribuição das massas na superfície terrestre ocorre como parte do denominado ciclo hidrológico (CLARKE, 2005). Este processo carrega e deforma a Terra, dando lugar a diversos subprocessos os quais atingem de forma direta a definição e conceitualização dos diferentes sinais e parâmetros geodésicos. De acordo com Plag, Blewitt e Herring (2007) é possível evidenciar, por exemplo, como ditos movimentos de massa geram a alteração do campo de gravidade terrestre e mudam o momento angular e de inércia da atmosfera, oceanos e hidrosfera terrestre. Blewitt et al. (2001)

por sua vez, demonstrou através da análise de pontos GNSS localizados em diversas parte do mundo, como a troca de massas inter-hemisférica, fruto do sobrecarregamento da superfície pela neve e a pressão atmosférica, desloca o centro de massa da Terra sólida em relação à origem do ITRF. Com base nisto, diversos estudos têm sido desenvolvidos a fim de identificar e modelar os diferentes efeitos de carga (i.e. hidrológico, atmosférico e oceânico) governados pelo chamado de “Princípio de Conservação de Massa”, PCM, (WATANABE; ORTEGA, 2011). A principal abordagem utilizada em todos eles é a estabelecida por Farrell (1972) através da convolução espacial das Funções Elásticas de Green (LONGMAN, 1962; LONGMAN, 1963) e a variação de massas, fruto da força exercida por cada um dos efeitos de carga. No entanto, este tipo de modelagem não é considerado auto-consistente, já que os modelos em conjunto não conservam sua massa global. Tal é o caso do modelo de carga oceânica, o qual mantém sua massa constante através do tempo, sem considerar a troca de massas com a atmosfera e a superfície terrestre (DILL; DOBSLAW, 2013). De acordo com Clarke (2005), uma possível solução para este problema é a inclusão de uma resposta oceânica “passiva”, capaz de manter a superfície do oceano numa superfície equipotencial média ainda quando mudar sua massa. Dill e Dobs law (2013), baseados neste princípio, incluíram o efeito gerado pela variação barostática do nível médio do mar, através da solução da chamada “Equação do Nível Médio do Mar” (SPADA; STOCCHI, 2007). Desta maneira, eles calcularam a deformação superficial final para um conjunto específico de estações pertencentes à rede mundial IGS, através da somatória dos efeitos de carga atmosférica, oceânica, hidrológica e uma chamada de anomalia oceânica passiva. Os resultados mostraram uma melhoria geral no RMS de todas as series de coordenadas avaliadas após a filtragem do sinal de carga total. Martens (2016), por sua vez, estabeleceu como alternativa a remoção do termo de grau 0 presente nas Funções Elásticas de Green, no entanto, isto em muitos casos considera-se incorreto, já que para o caso específico dos deslocamentos superficiais verticais, sua inclusão permite a modelagem da compressibilidade da Terra, pelo qual seu uso é necessário na maioria dos casos (AGNEW, 1983). No que se refere a América do Sul, a maioria de estudos desenvolvidos nos últimos anos (BEVIS et al., 2005; FU et al., 2013; MOREIRA et al., 2016; FERREIRA et al., 2018; OREIRO et al., 2018; GRAFFIGNA et al., 2019; FERREIRA et al., 2019), centram sua análise unicamente na filtragem do sinal de carga total e sua correlação e incidência na precisão das series de coordenadas, mas nenhum deles apresenta de forma clara um estudo detalhado sobre o efeito da variação do nível médio do mar no cálculo da deformação superficial. Desta maneira, eles simplesmente estabeleceram uma relação parcial da incidência dos diferentes efeitos na resposta elástica gerada. Baseados nestes preceitos, a presente pesquisa tem por objetivo geral calcular, modelar e analisar a deformação superficial produzida pelos diferentes efeitos de carga na América do Sul, analisando os dados GNSS obtidos pela Rede SIRGAS-CON (SÁNCHEZ; DREWES, 2020) e calculando um sinal de carga total, incluindo uma anomalia oceânica “passiva” em conformidade com o estabelecido por Clarke (2005). Para o cálculo das Funções Elásticas de Green foi considerado o modelo ak135 (KENNETT; ENGDAHL; BULAND, 1995) como modelo de referência terrestre.

4.1.3 Materiais

4.1.3.1 Dados GNSS

No presente estudo foram utilizadas as soluções posicionais de 506 estações GNSS da Rede continental SIRGAS-CON (SÁNCHEZ; DREWES, 2020) geradas pelos Centros de Análises SIRGAS (BRUNINI et al., 2012) (i.e. soluções semanais) e pelo Laboratório Geodésico de Nevada, NGL (BLEWITT; HAMMOND; KREEMER, 2018) (i.e. soluções diárias). O período de estudo compreende desde o ano 2000 até o ano 2019.

Às soluções SIRGAS foram processadas em conformidade com as orientações estabelecidas por Brunini et al. (2012) e as diretrizes para os centros de análise SIRGAS detalhadas em Sánchez et al. (2015). O modelo de processamento implementado, baseia-se no uso do método de posicionamento relativo estático por linhas de base e a utilização dos produtos orbitais gerados pelo Serviço GNSS Internacional, IGS. Devido ao fato de que os dados originais gerados pela IGS, possuem realizações em sistemas de referência diferentes para o período de estudo, as coordenadas semanais também se encontram definidas em diferentes sistemas de referência, sendo esses o IGS05 e o IGS08, além de suas correspondentes densificações (i.e. IGB05 e IGB08). Para minimizar este problema, as mudanças de datum foram representadas como saltos na série de coordenadas em conformidade com o modelo de trajetórias padrão estabelecido por Bevis e Brown (2014). Finalmente, todas as soluções SIRGAS antes da semana GPS 1400 (i.e. 4 de novembro de 2006) foram reprocessadas utilizando os produtos da primeira campanha de reprocessamento IGS, REPRO1, com o intuito de incluir na sua geração, valores de correção absoluta na modelagem das variações do centro de fase das antenas dos receptores GNSS. Por sua vez, as soluções NGL, baseiam seu cálculo no método de posicionamento por ponto preciso-PPP-e o uso dos produtos orbitais gerados pela JPL-NASA. Todas as soluções NGL foram reprocessadas utilizando os produtos gerados na segunda campanha de reprocessamento IGS, REPRO2, pelo qual, todas elas se encontram referidas ao sistema de referência IGS08. Esta diferença nas estratégias de processamento implicam em maior ou menor grau de compatibilidade das soluções ao serem comparadas com aquelas produzidas pela IGS na definição de seus sistemas de referência oficiais, sendo as geradas por SIRGAS as de maior compatibilidade e confiabilidade (i.e. análise da precisão externa das coordenadas) (KIERULF et al., 2008; BARBARELLA et al., 2009a; PILAPANTA et al., 2022). Devido ao fato de que a resolução temporal das soluções NGL, possuem uma escala maior (i.e. soluções diárias) em comparação às soluções SIRGAS (i.e. soluções semanais), sua usabilidade na análise dos sinais de carga é primordial, desta forma, no caso de existir as 2 soluções para uma mesma estação GNSS, a solução NGL foi selecionada como referência.

Com relação aos modelos e parâmetros físicos utilizados no processamento, as duas soluções utilizam os modelos recomendados pelo Serviço de Rotação Terrestre Internacional, IERS, definidos através da sua norma técnica IERS Conventions. Isto inclui o modelo atmosférico GPT2 (BOEHM; HEINKELMANN; SCHUH, 2007) e sua respectiva função de mapeamento troposférico global GMF (BOEHM; WERL; SCHUH, 2006), bem como, os modelos de carga por incidência das marés oceânicas e atmosféricas, os quais estão constituídos principalmente por sinais com períodos diurnos e semidiurnos que não são considerados no cumprimento do

chamado de Princípio de Conservação de Massas, PCM (PONTE; RAY, 2002).

4.1.3.2 Efeitos de carga e modelos globais de superfície

Na presente pesquisa foram considerados os 3 efeitos de carga principais governados pelo PCM (WATANABE; ORTEGA, 2011). Estes são: o efeito de carga por pressão atmosférica (em inglês: non-tidal atmospheric loading, NTAL), fruto do movimento contínuo das massas de ar como parte do sistema climático local. O efeito de carga oceânico (em inglês: non-tidal oceanic loading, NTOL) gerado pelas variações das massas oceânicas produzidas por instabilidades internas e sua interação com a atmosfera. E o efeito de carga hidrológico (em inglês: hydrological loading, HYDL), produzido pelas variações no armazenamento de água terrestre (VANDAM et al., 2012; VANDAM, 2017).

Para o cálculo do efeito de carga atmosférica foram utilizados os dados de pressão superficial provenientes dos modelos ERA-40 e ERA-Interim (DEE et al., 2011) desenvolvidos pelo Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo, ECMWF e disponibilizados com resolução espacial de 0.5×0.5 graus e resolução temporal de 3 horas. Mares atmosféricas foram eliminadas dos dados, através da filtragem das 12 principais constituintes de maré em conformidade com o estabelecido por (PONTE; RAY, 2002; RAY; PONTE, 2003).

No caso do efeito de carga oceânico foram utilizados os dados de pressão provenientes do modelo MPIOM (JUNGCLAUS et al., 2013) fornecidos em uma grade global de 1.0×1.0 graus e uma resolução temporal de 3 horas. Da mesma forma que no caso das marés atmosféricas, as marés oceânicas foram removidas através da filtragem harmônica das 12 principais constituintes de maré (DOBSLAW et al., 2017).

Finalmente, para o caso do efeito de carga hidrológica foi utilizado o modelo hidrológico global LSDM, composto por dados de umidade do solo, neve, água superficial e água de rios e lagos (DILL, 2008). Os dados do modelo LSDM são fornecidos em uma grade global de 0.5×0.5 graus com intervalos de tempo de 24 horas. Um fato importante a considerar é aquele relacionado com o tratamento das massas fluviais no modelo LSDM. Neste caso, elas são avaliadas separadamente, realocando as massas fluviais do modelo global num modelo de alta resolução baseado em dados GIS (resolução espacial de 0.125°) com o intuito de concentrar as massas fluviais em uma localização mais real do que na rede do modelo global (DILL; KLEMMANN; DOBSLAW, 2018).

4.1.3.3 Resposta oceânica passiva

Como foi estabelecido por Clarke (2005), os efeitos das cargas atmosférica, oceânica e hidrológica em conjunto não conservam sua massa global. Isto se deve ao fato de que no caso dos modelos oceânicos, eles mantêm sua massa constante e não consideram a troca de massas com a atmosfera e a terra. Para solucionar este problema é necessário introduzir as variações baristáticas do nível do mar com o intuito de forçar a conservação do modelo de massa global. As variações do nível do mar são derivadas através da resolução da chamada de Equação do Nível Médio do Mar (SPADA; MELINI, 2019) de acordo com o estabelecido por Blewitt (2003). Neste caso, a variação do nível do mar é considerada uma resposta passiva do

oceano, a qual equilibra as variações de massa continental e atmosférica para manter a massa total globalmente constante (CLARKE, 2005). Desta maneira, a soma dos efeitos de carga atmosférica, oceânica e hidrológica, em conjunto com a resposta oceânica passiva representa a deformação superficial em um sistema global de conservação de massas (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007).

4.1.4 Métodos

4.1.4.1 Séries de coordenadas e modelo de trajetórias

Como foi estabelecido por Floyd e Herring (2020), uma modelagem rigorosa dos parâmetros e incertezas que compõem as diferentes séries de coordenadas requer um amplo conhecimento do modelo estocástico que as define e das correlações temporais e espaciais que as governam. Para isto, foi estabelecido como modelo padrão, o modelo de trajetórias padrão estabelecido por Bevis e Brown (2014), o qual assume que as posições dos pontos GNSS obtidas em um instante de tempo t_i podem ser representadas através da soma de um modelo determinístico e um ruído estocástico, de forma que:

$$x = \sum_{i=0}^{n_p} P_i (t - t_R) + \sum_{j=1}^{n_j} b_j H(t - t_j) + \sum_{i=1}^{n_F} s_i \sin(\omega_i t) + c_i \cos(\omega_i t) + \varepsilon_x(t_i) \quad (4.1)$$

Onde P_i são os coeficientes do polinômio de grau n_p , $H(t)$ a função degrau, b_j o vetor que descreve a direção e magnitude de saltos na série no instante de tempo t_j em caso de existir (p. ex. mudanças de datum, mudanças de equipamento, perdas de sinal) (PILAPANTA et al., 2022) e s_i e c_i são coeficientes de Fourier para o harmônico de grau n_F e frequência angular $\omega_i = \frac{2\pi}{\tau_k}$, os quais representam sinais periódicos anuais e semianuais presentes nas séries. Finalmente, o termo $\varepsilon_x(t_i)$ define o modelo estocástico das séries, o qual na presente pesquisa, é representado como uma combinação linear de variáveis $\alpha(t_i)$ independentes e identicamente distribuídas (IID) (i.e. ruído branco), com variância unitária constante e uma sequência de variáveis randômicas $\beta(t_i)$ temporalmente correlacionadas. Isto é:

$$\varepsilon_x(t_i) = a\alpha(t_i) + b_k\beta(t_i) \quad (4.2)$$

Sendo a e b_k fatores de escala que definem as variâncias unitárias do ruído branco e do ruído colorido (i.e. processo de lei de potências) em conformidade com o estabelecido por Agnew (1992).

Uma análise detalhada da incidência do modelo selecionado para a presente pesquisa, pode ser obtida em Pilapanta, Krueger e Tierra (2018).

4.1.4.2 Identificação de offsets nas séries de coordenadas

Um grande problema no uso dos dados GNSS da rede SIRGAS-CON, é a falta de informação referente a mudanças de equipamento e eventos naturais que possam ter comprometido a posição das suas estações no decorrer do tempo. Para solucionar este

problema, foi realizada a identificação automática de offsets de acordo com o estabelecido por (KILLICK; FEARNEHEAD; ECKLEY, 2012).

Desta maneira, seja x o vetor de coordenadas de uma estação GNSS em particular definido através da equação 4.1, com média μ igual a:

$$\mu = \text{mean} \left(\begin{bmatrix} x_m & \dots & x_n \end{bmatrix} \right) = \frac{1}{n - m + 1} \sum_{r=m}^n x_r \quad (4.3)$$

e variância σ^2 igual a:

$$\sigma^2 = \text{var} \left(\begin{bmatrix} x_m & \dots & x_n \end{bmatrix} \right) = \frac{1}{n - m + 1} \sum_{r=m}^n (x_r - \mu)^2 \quad (4.4)$$

O offset k é aquela coordenada no instante de tempo t_i tal que o erro total residual $J(k)$ seja mínimo. Isto é:

$$J(k) = \sum_{i=1}^{k-1} \Delta \left(x_i; \chi \left(x_1 \dots x_{k-1} \right) \right) + \sum_{i=k}^n \Delta \left(x_i; \chi \left(x_k \dots x_n \right) \right) = \min \quad (4.5)$$

Onde χ representa uma estimativa empírica da propriedade estatística avaliada (i.e. média, variância, desvio padrão ou erro médio quadrático) e Δ a medida de quanto a propriedade se desvia de dita estimativa.

Na presente pesquisa, será avaliado o erro médio quadrático, RMS, como estatístico principal. Desta maneira a função base adota a forma:

$$\sum_{i=m}^n \Delta \left(x_i; \chi \left(x_m \dots x_n \right) \right) = (n - m + 1) \log \left(\frac{1}{n - m + 1} \sum_{r=m}^n x_r^2 \right) \quad (4.6)$$

De acordo com Killick, Fearnhead e Eckley (2012), minimizar o erro residual é equivalente a maximizar o estimador de máxima verossimilhança. Desta forma, dada uma distribuição normal com média μ e variância σ^2 , a função logarítmica do estimador de máxima verossimilhança para n observações independentes é:

$$\log \prod_{i=1}^n \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(x_i - \mu)^2}{2\sigma^2}} = -\frac{N}{2} (\log(2\pi) + \log(\sigma^2)) - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2 \quad (4.7)$$

4.1.4.3 Cálculo dos diferentes efeitos de carga

Obter a resposta elástica da superfície terrestre envolve a convolução das Funções Elásticas de Green em conjunto com um modelo global de superfície (LONGMAN, 1962; LONGMAN, 1963). Desta maneira, considerando uma massa superficial $\Delta\sigma$, localizada num

ponto r' , com colatitude θ' e longitude λ' , a resposta elástica da Terra evocada por esta carga em um ponto r qualquer com colatitude θ e longitude λ , pode ser calculada através das equações:

$$du_E(\theta, \lambda) = -R^2 \sin \alpha_{rr'} \iint_{\Omega} \Delta \sigma(\theta', \lambda') G_{u_t}(\psi) d\Omega \quad (4.8)$$

$$du_N(\theta, \lambda) = -R^2 \cos \alpha_{rr'} \iint_{\Omega} \Delta \sigma(\theta', \lambda') G_{u_t}(\psi) d\Omega \quad (4.9)$$

$$du_U(\theta, \lambda) = R^2 \iint_{\Omega} \Delta \sigma(\theta', \lambda') G_{u_r}(\psi) d\Omega \quad (4.10)$$

onde R representa o raio médio da Terra, $d\Omega = \sin \theta' \partial \theta' \partial \lambda'$ o elemento de superfície na esfera unitária, $\alpha_{rr'}$ o ângulo azimutal obtido através das equações:

$$\cos \alpha_{rr'} = \frac{\cos \theta \sin \theta' - \sin \theta \cos \theta' \cos(\lambda' - \lambda)}{\sin \psi} \quad (4.11)$$

$$\sin \alpha_{rr'} = \frac{\cos \theta \sin(\lambda' - \lambda)}{\sin \psi} \quad (4.12)$$

ψ a distância angular geocêntrica entre o ponto r e o elemento de massa superficial $\Delta \sigma$ localizado no ponto r' :

$$\cos \psi = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos(\lambda' - \lambda) \quad (4.13)$$

e $G_{u_r}(\psi)$ e $G_{u_t}(\psi)$ as funções elásticas de Green, LGF, definidas como:

$$G_{u_r}(\psi) = \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \psi) \quad (4.14)$$

$$G_{u_t}(\psi) = \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} l'_n \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) \quad (4.15)$$

sendo M a massa da Terra e h'_n e l'_n 2 dos 3 números de sobrecarga de Love, LLN (LOVE, 1911).

É importante salientar que a resposta elástica depende em grande parte do modelo da Terra escolhido, bem como do sistema de referência isomórfico no qual as LGF e os LLN são calculadas (BLEWITT, 2003). Neste sentido, na presente pesquisa assume-se o modelo da Terra esfericamente simétrico, não rotacional, elástico e isotrópico (em inglês: Spherically symmetric, Non-rotating, Elastic and Isotropic Earth model, SNREI) ak135f como modelo base. Este é uma variante do modelo ak135 desenvolvido por Kennett, Engdahl e Buland (1995), obtido através da inclusão dos valores de densidade e o modelo Q de Montagner e Kennett (1996).

Com relação ao sistema de referência isomórfico (BLEWITT, 2003), geralmente as LGF e os LLN são calculados em um sistema de referência com origem no centro de massas da Terra sólida, conhecido como CE (i.e. Centre of solid Earth). Isto devido principalmente a sua facilidade de cálculo. No entanto, e como foi estabelecido por Ferreira et al. (2019), um sistema de referência mais adequado para a modelagem dos deslocamentos superficiais através de dados GNSS é aquele com origem no centro de massas do Sistema Terrestre, conhecido como CM (i.e. Centre of Earth system). Ao contrário do CE, o CM considera na sua definição a Terra sólida, bem como suas camadas externas (i.e. atmosfera e oceanos). Este pode ser estabelecido através da definição do Sistema de Referência Terrestre Internacional, ITRF e para períodos de tempo pequenos, sua origem é equivalente ao centro de Figura, CF (i.e. Centre of Figure), comumente utilizado na análise de séries de coordenadas após a filtragem dos sinais de longo período e offsets. Nesta pesquisa todos os parâmetros geofísicos foram calculados considerando como centro de massas o CM.

4.1.4.4 Cálculo do efeito de carga total

Considerando um modelo da TERRA SNREI e representando os efeitos de carga em termos da altura equivalente de uma coluna de água com densidade ρ_w , a carga total T pode ser calculada em função da sua posição geográfica Ω através da relação:

$$T(\Omega) = D(\Omega) + S(\Omega) = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi=C}^S T_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\Omega) \quad (4.16)$$

Onde T_{nm}^{Φ} e Y_{nm}^{Φ} são harmônicos esféricos não normalizados definidos de acordo com o estabelecido por Blewitt (2003); $D(\Omega)$ é o vetor de deslocamento superficial por efeitos de carga (i.e. NTAL + NTOL + HYDL) e $S(\Omega)$ a resposta oceânica passiva.

De forma geral, $S(\Omega)$ pode ser calculada através da resolução da chamada de “Equação do nível médio do mar” (DAHLEN, 1976), de forma que:

$$S(\Omega) = C(\Omega) \left[\left(\frac{V(\Omega) + \Delta V}{g} \right) - H(\Omega) \right] \quad (4.17)$$

Onde $C(\Omega)$ é a chamada de função oceânica, definida como 0 quando a fonte de carga está sobre os continentes e 1 quando está localizada sobre os oceanos, g a gravidade da Terra e $V(\Omega)$ representa a mudança de potencial na superfície de referência devido ao efeito da própria carga e a sua correspondente deformação terrestre. $V(\Omega)$ pode ser expressa através da equação:

$$V(\Omega) = \frac{3g\rho_w}{\rho_e} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi=C}^S \left(\frac{1+k'_n}{2n+1} \right) T_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\Omega) \quad (4.18)$$

Sendo ρ_e a densidade média da Terra e k'_n o terceiro número de sobrecarga de Love, LLN (LOVE, 1911), o qual caracteriza as mudanças no potencial gravitacional terrestre como resultado da distribuição de massas em resposta a um potencial externo.

Finalmente $H(\Omega)$ representa a mudança de altitude da superfície de referência, definida como:

$$H(\Omega) = \frac{3\rho_w}{\rho_e} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi=C}^S \left(\frac{h'_n}{2n+1} \right) T_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\Omega) \quad (4.19)$$

Substituindo as equações 4.18 e 4.19 na equação 4.17, tem-se que a resposta oceânica passiva $S(\Omega)$ é igual a:

$$S(\Omega) = C(\Omega) \left[\frac{\Delta V}{g} + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi=C}^S \left(\frac{3\rho_w}{\rho_e} \cdot \frac{1 + k'_n - h'_n}{2n+1} \right) T_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\Omega) \right] \quad (4.20)$$

4.1.4.5 Análise da correlação, consistência e incidência dos efeitos de carga na série de coordenadas

A avaliação da incidência dos modelos de carga nas soluções posicionais sustenta-se na comparação direta dos efeitos de carga e as séries de coordenadas, bem como na avaliação das propriedades estatísticas das séries após sua filtragem. Desta maneira, para avaliar a consistência dos diferentes efeitos em relação às séries de coordenadas foram utilizados 2 estatísticos principais: O coeficiente de correlação de Pearson calculado em conformidade com o estabelecido por Moreira et al. (2016); e o chamado Fator de Redução da Variância definido pela equação:

$$R_p = \frac{\sigma_{GPS}^2 - \sigma_{GPS-LOAD}^2}{\sigma_{GPS}^2} \times 100 \quad (4.21)$$

Onde σ_{GPS}^2 e $\sigma_{GPS-LOAD}^2$ representam a variância da série de coordenadas antes e após a filtragem dos sinais de carga respectivamente. Conforme mencionado por Ferreira et al. (2019), altos valores (positivos) no R_p indicam uma melhor concordância entre os sinais de carga e as séries de coordenadas.

4.1.5 Resultados

4.1.5.1 Análise das séries de coordenadas

As Figuras 12, 13 e 14 apresentam, a modo de exemplo, as séries de coordenadas originais e corrigidas após a identificação e eliminação de offsets das estações GNSS BOGT, BRAZ e RIO2. Cada uma delas para uma componente em particular. As linhas verticais tracejadas em vermelho denotam mudanças de equipamentos e eventos físicos identificados pelos diferentes centros de processamento de dados SIRGAS e publicados no seu site oficial. As linhas verdes, por sua vez, representam offsets identificados de forma automática através do algoritmo apresentado na seção 4.1.4.2.

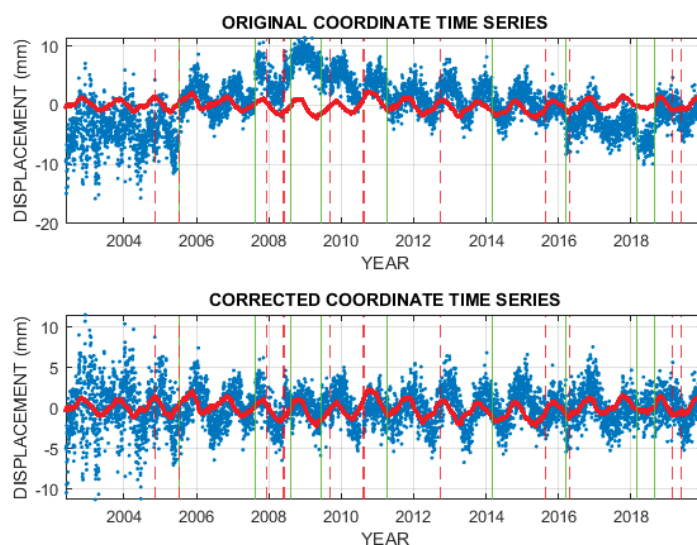


FIGURA 12 – SÉRIE DE COORDENADAS DA ESTAÇÃO GNSS BOGT - COMPONENTE NORTE

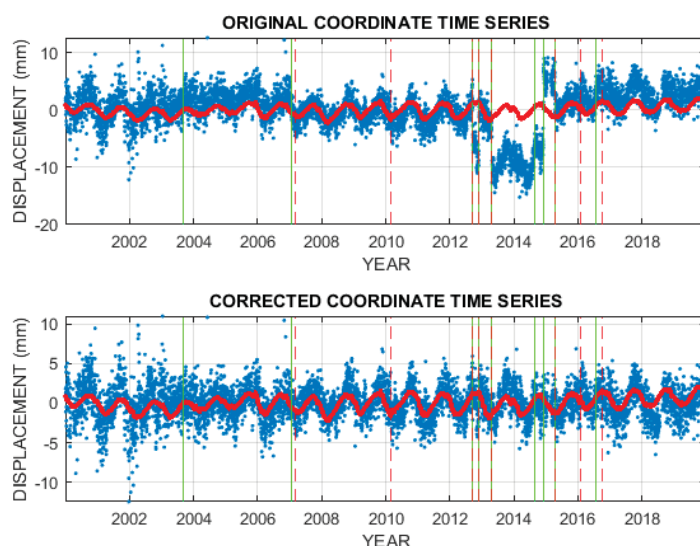


FIGURA 13 – SÉRIE DE COORDENADAS DA ESTAÇÃO GNSS BRAZ - COMPONENTE LESTE

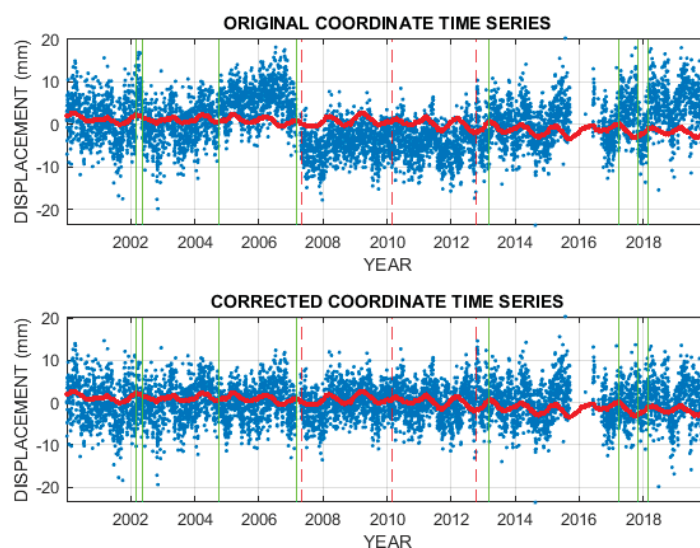


FIGURA 14 – SÉRIE DE COORDENADAS DA ESTAÇÃO GNSS RIO2 - COMPONENTE VERTICAL

De forma geral é possível evidenciar em todas as séries de coordenadas, sem importar a componente analisada, a identificação de novos offsets além daqueles estabelecidos por SIRGAS. Isto resulta de vital importância na análise dos sinais de carga, devido principalmente a que sua correção permite minimizar a variabilidade das séries e estabelecer uma melhor correlação entre os dados.

Assim por exemplo, ao se comparar às séries de coordenadas corrigidas junto com o sinal de carga total representado em vermelho nas Figuras 12, 13 e 14 é possível evidenciar como as duas séries possuem o mesmo comportamento e tendência ao longo dos anos.

Um aspecto importante de lembrar é o fato de que como parte dos processos de eliminação de outliers e identificação de offsets, as tendências lineares e os sinais periódicos anuais e semianuais foram removidos das series. Desta forma, o comportamento dos dados GNSS demonstra de forma integral seu comportamento frente a processos sazonais não periódicos como no caso dos efeitos de carga.

4.1.5.2 Análise da correlação dos dados GNSS e os efeitos de carga

As Figuras 15, 16 e 17 apresentam, por sua vez, as séries de coordenadas completas para cada uma das estações analisadas no item anterior junto com os sinais de carga individuais (i.e., HYDL, NTAL e NTOL) e os 2 sinais de carga total: o primeiro em cor verde, estabelecido através da somatória dos 3 sinais de carga principais (i.e., HYDL, NTAL e NTOL) chamado de “sinal HAO”, e o segundo em cor vermelha, estabelecido como a somatória dos 3 sinais de carga principais (i.e., HYDL, NTAL, NTOL) e a resposta oceânica passiva SLEL, chamado de “sinal FULL”.

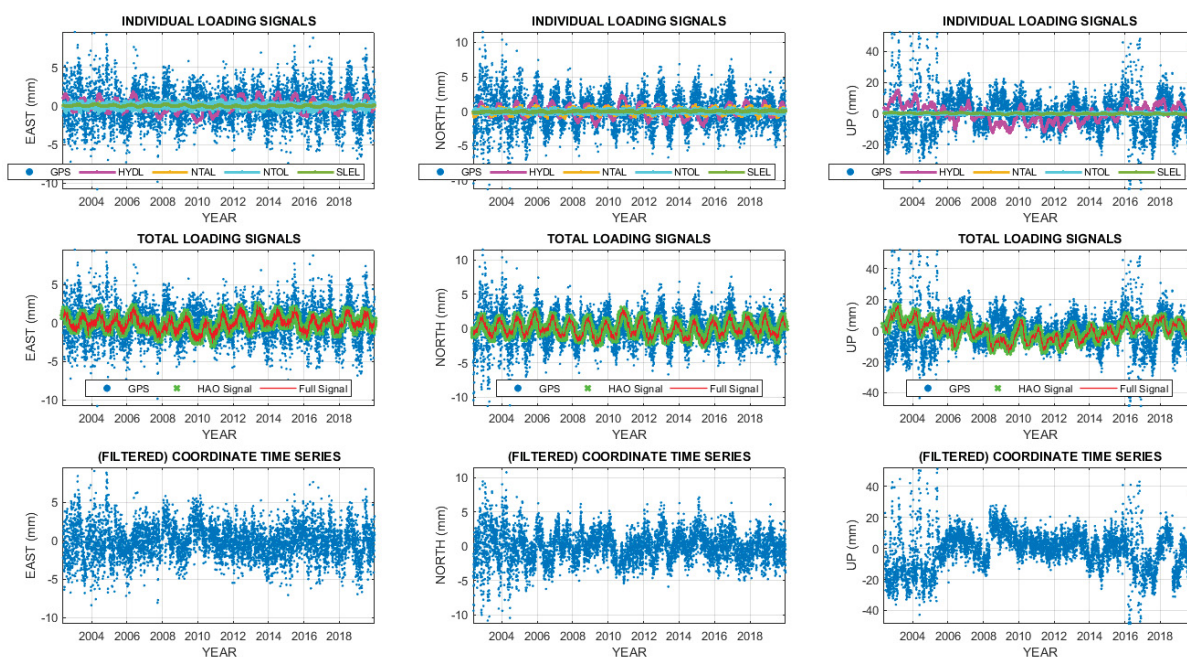


FIGURA 15 – SÉRIE DE COORDENADAS E SINAIS DE CARGA PARA A ESTAÇÃO GNSS BOGT

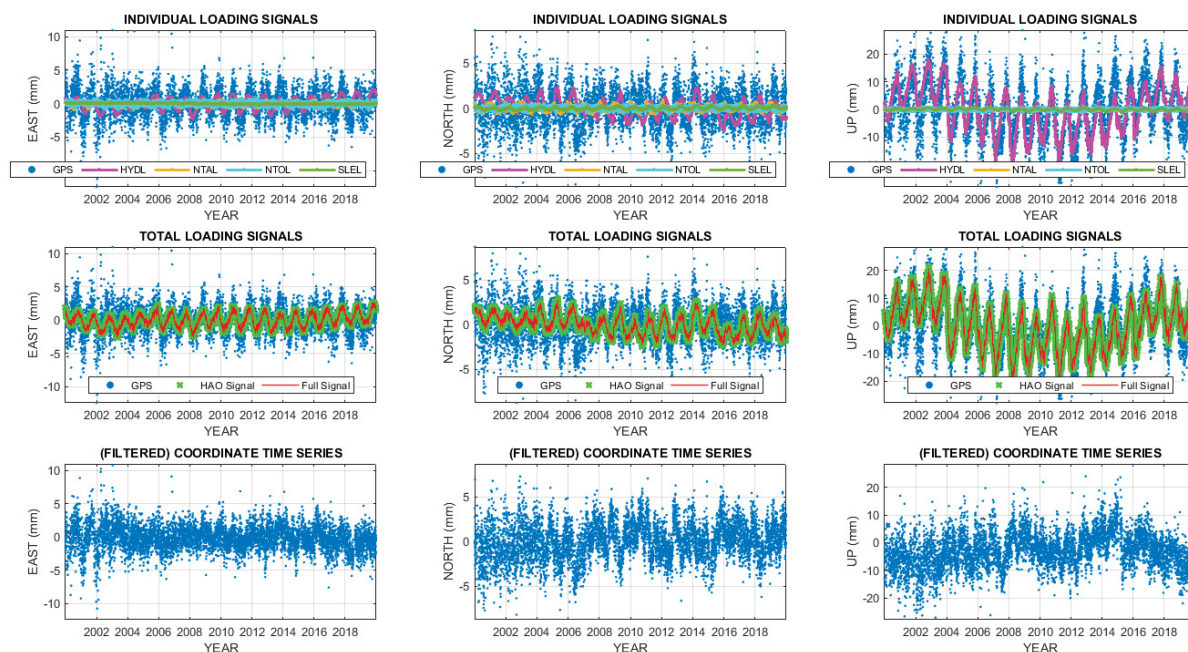


FIGURA 16 – SÉRIE DE COORDENADAS E SINAIS DE CARGA PARA A ESTAÇÃO GNSS BRAZ

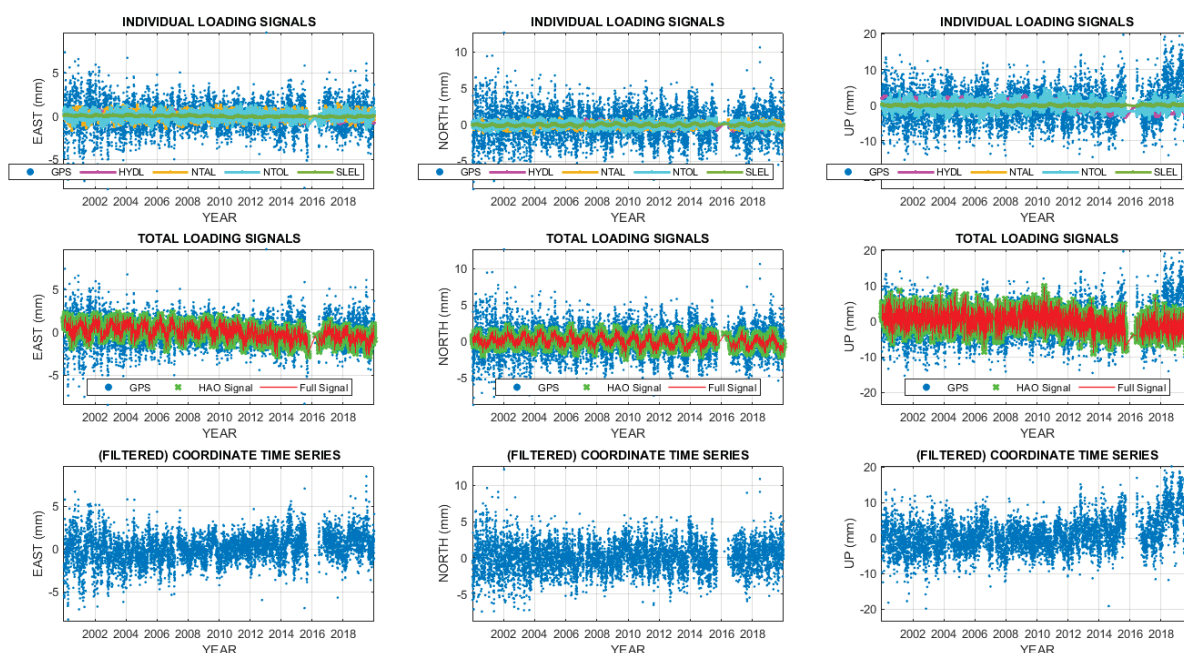


FIGURA 17 – SÉRIE DE COORDENADAS E SINAIS DE CARGA PARA A ESTAÇÃO GNSS RIO2

Através da análise geral das séries em conjunto com os sinais de carga, é possível demonstrar a existência de uma forte correlação entre os 2 conjuntos de dados, sendo maior a sua incidência na componente altura, seguida da componente norte e leste respectivamente.

Este comportamento se repete para todo o conjunto de estações da rede SIRGAS-CON e pode ser constatado através da análise da Figura 18, a qual apresenta o valor do coeficiente de correlação obtido entre os diferentes sinais de carga e em cada uma das componentes das estações GNSS. Nela é possível ver também uma concentração maior de valores para pontos com altitudes inferiores aos 1000 metros e pontos próximos a latitudes médias.

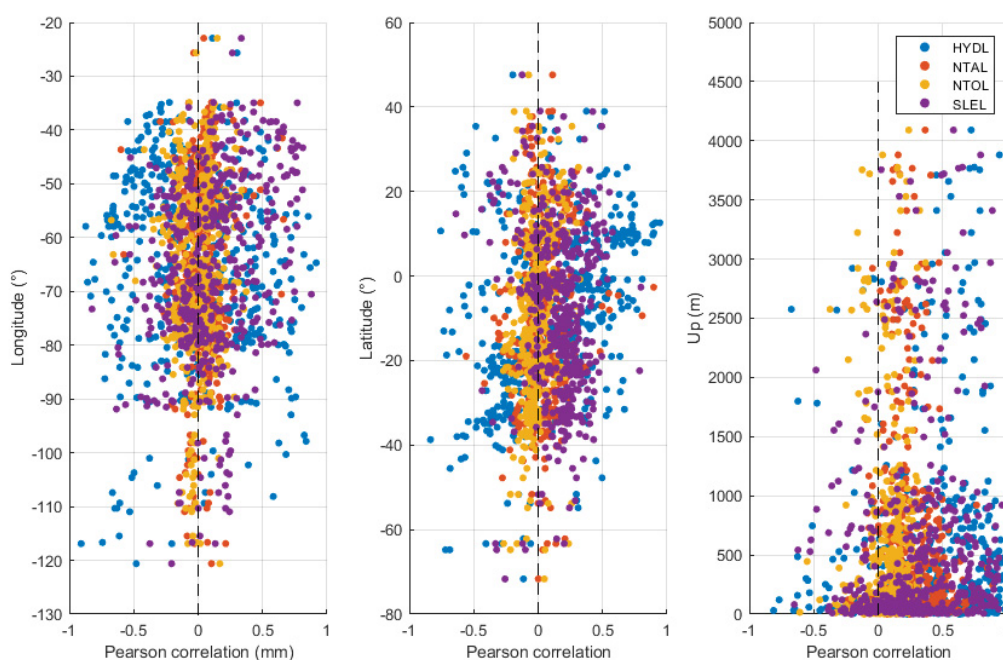


FIGURA 18 – COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO DE PEARSON POR SINAL DE CARGA INDIVIDUAL

Com relação aos sinais de carga HAO e FULL, a Figura 19, apresenta o coeficiente de Pearson para cada uma das componentes.

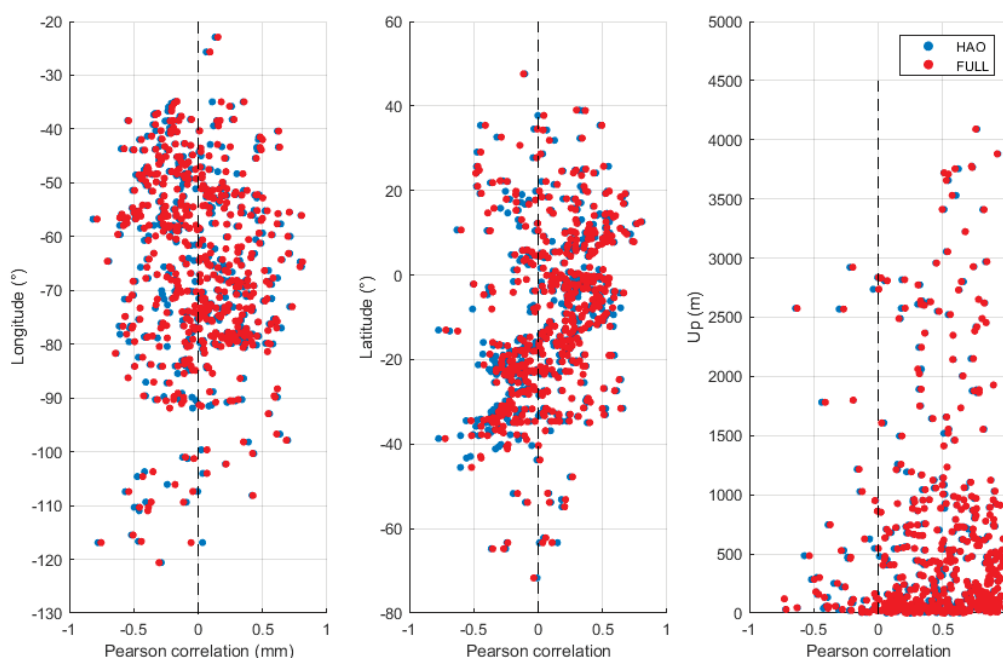


FIGURA 19 – COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO DE PEARSON POR SINAL DE CARGA TOTAL

Neste caso, visualiza-se uma mínima diferença entre os 2 sinais, sendo maior o coeficiente de correlação do sinal de carga FULL. Isto, em princípio, se deve a que a única diferença entre os 2 sinais é a inclusão da resposta oceânica passiva SLEL, a qual possui uma

amplitude 50 vezes menor que o sinal de carga HYDL e 10 vezes menor que os sinais NTAL e NTOL, pelo qual sua incidência na análise de correlação é mínima. A Figura 20 apresenta, a modo de exemplo, as amplitudes de cada um dos sinais analisados para todas as estações analisadas e para a componente vertical.

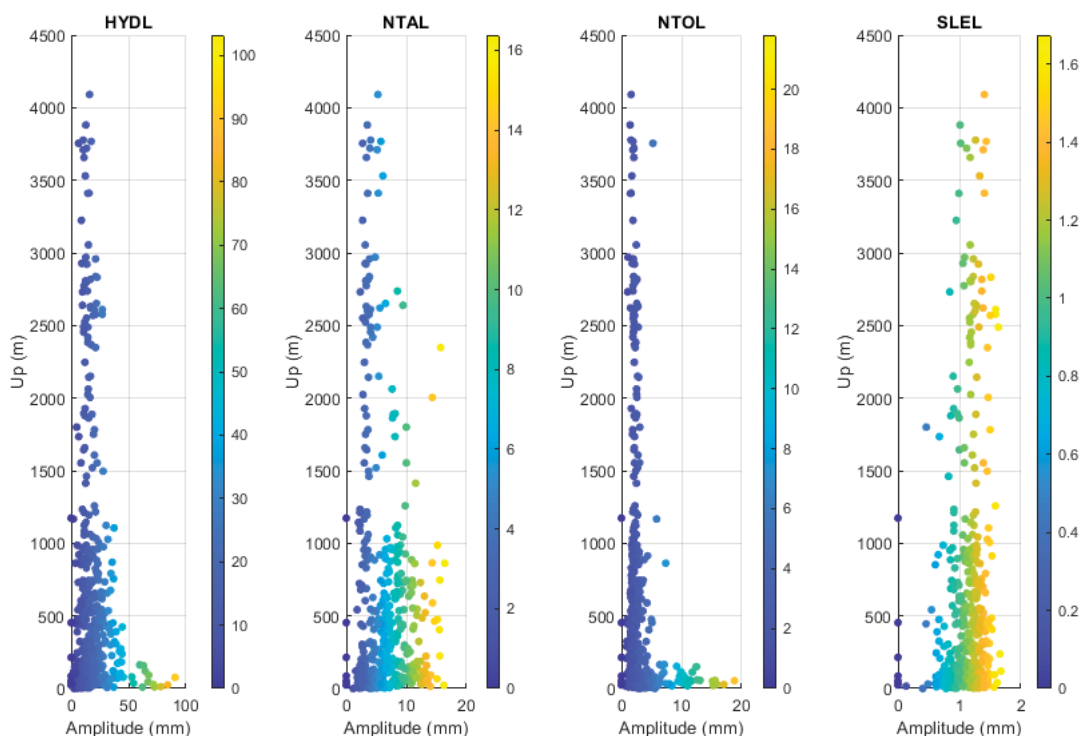


FIGURA 20 – AMPLITUDE DE CADA UM DOS SINAIS DE CARGA PARA A COMPONENTE VERTICAL

4.1.5.3 Análise do fator de redução da variância

Com relação à análise da precisão das soluções, as Figuras 21 e 22 apresentam o Fator de Redução da Variância por componente e por sinal de carga para cada uma das 506 estações GNSS analisadas. Nestas é possível evidenciar que o sinal com maior influência na redução da variância após a sua filtragem é o efeito de carga hidrológica HYDL, seguido pelos efeitos de carga atmosférica NTAL, oceânica NTOL e a resposta oceânica passiva SLEL, respectivamente.

Com relação à magnitude das variâncias é possível ver como essas magnitudes dos diferentes efeitos de carga se incrementa aproximadamente em 2 vezes ao comparar as componentes horizontais e verticais, sendo a componente vertical a mais beneficiada com porcentagens que atingem até 70 por cento de melhoria.

No que diz respeito aos sinais de carga total HAO e FULL, as Figuras 23, 24 e 25, apresentam as magnitudes dos diferentes fatores de redução obtidos para os 2 sinais em questão. Nestas, os pontos em verde representam estações que obtiveram um prejuízo com a filtragem dos sinais de carga total HAO e FULL (i.e., valores negativos) e os valores em vermelho representam valores que obtiveram uma melhoria geral na sua precisão, sendo que aqueles valores com tons de cor mais forte, representam valores máximos (i.e., valores positivos).

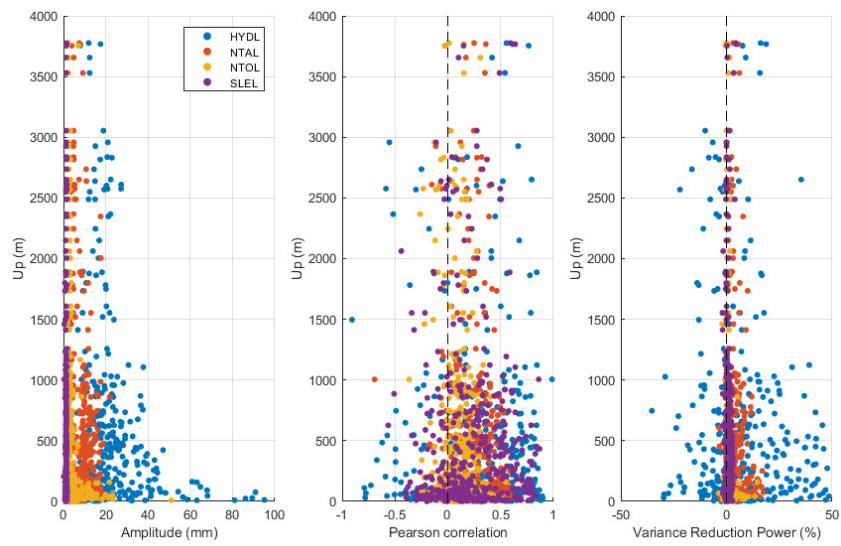


FIGURA 21 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA POR COMPONENTE

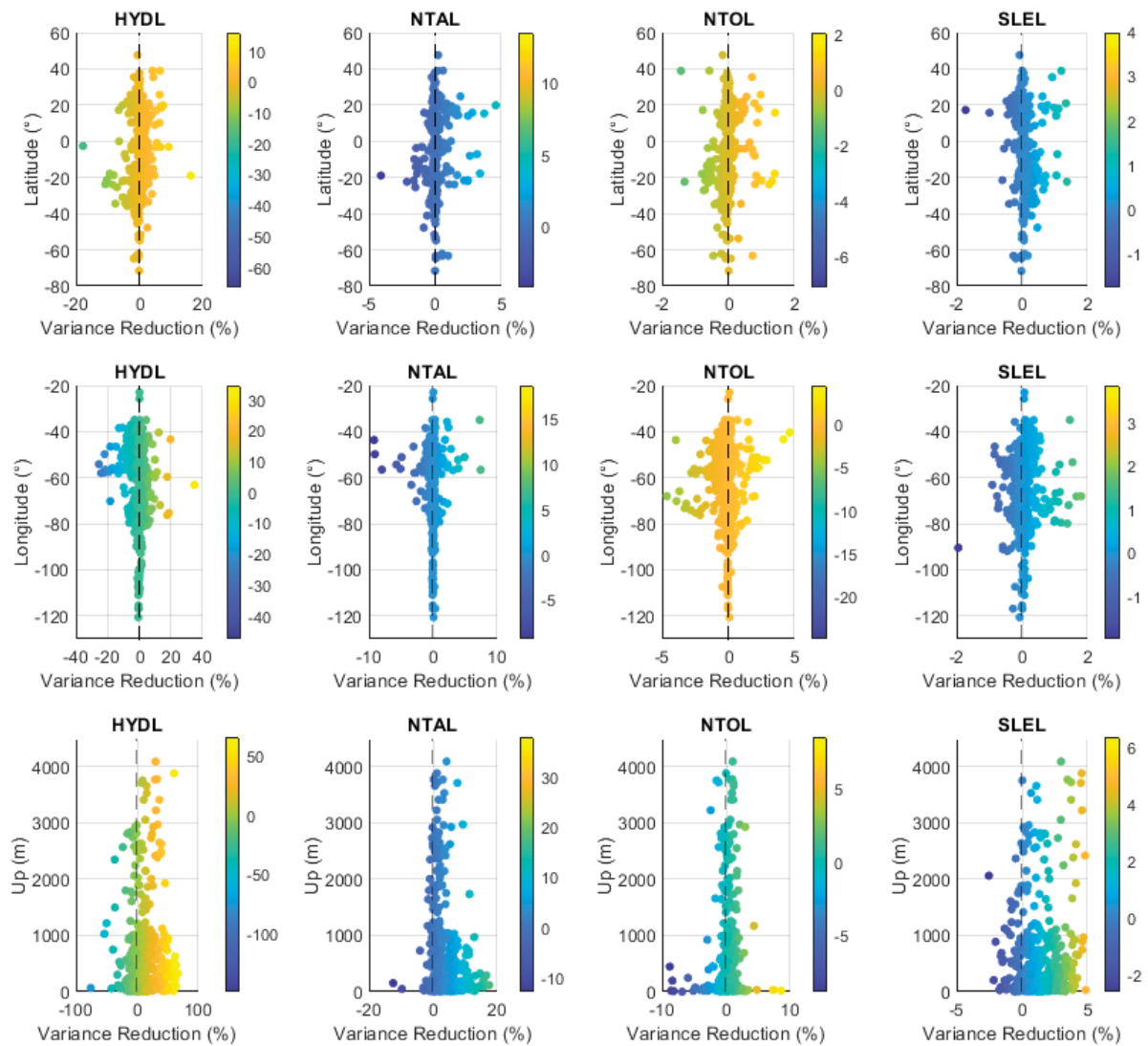


FIGURA 22 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA INDIVIDUAL PARA CADA UM DOS EFEITOS DE CARGA

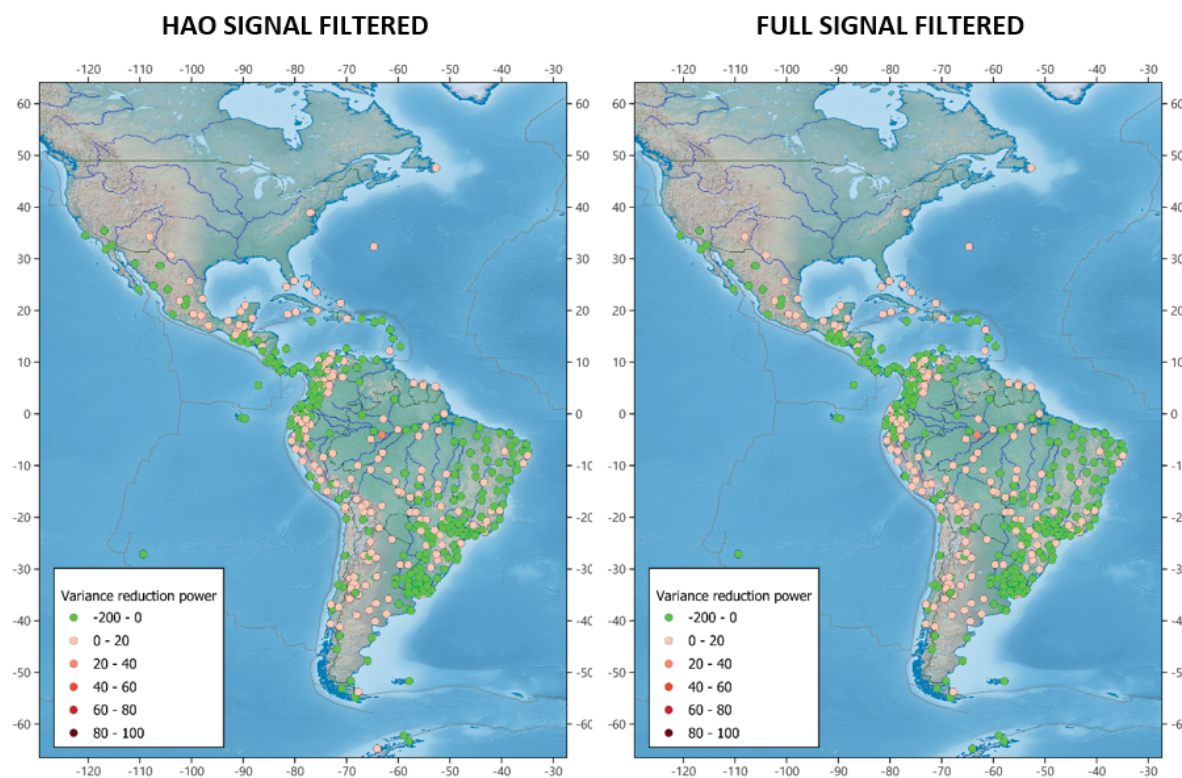


FIGURA 23 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. COMPONENTE LESTE

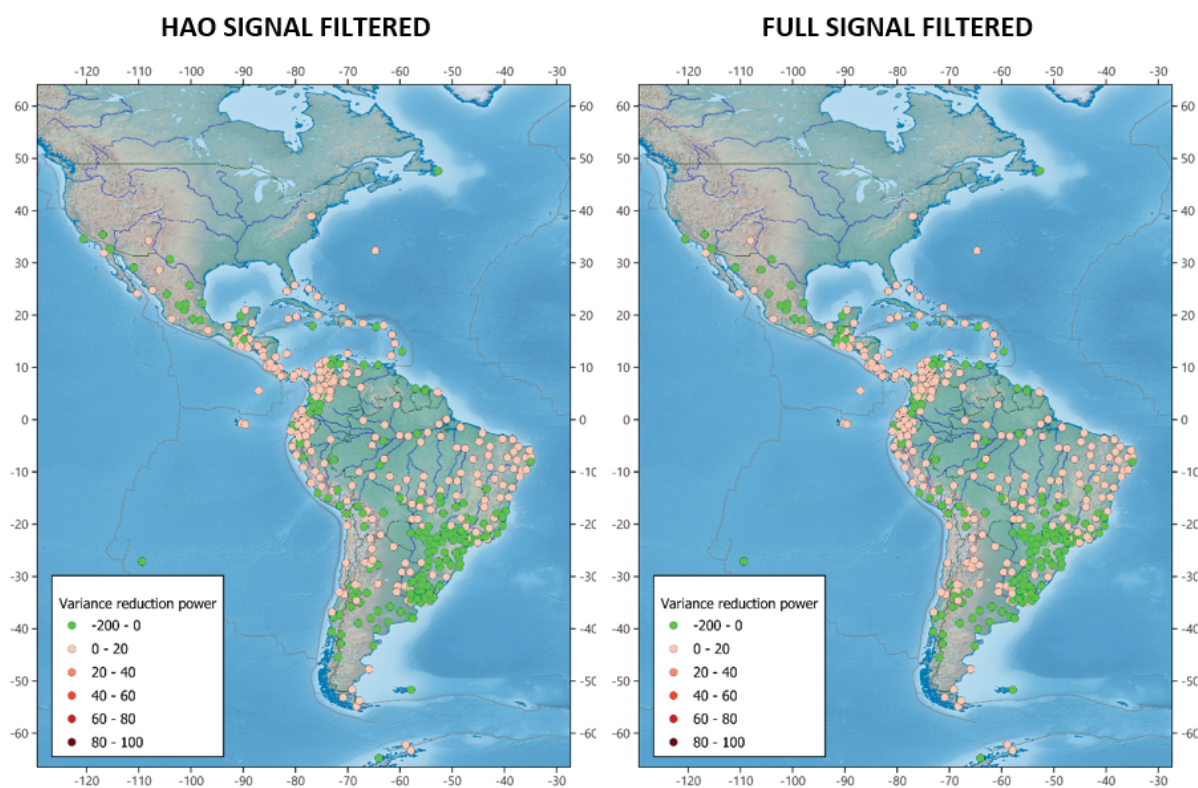


FIGURA 24 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. COMPONENTE NORTE

Neste caso, é possível evidenciar uma melhoria geral na componente norte e na componente vertical e um prejuízo na componente leste, sendo as zonas com maior porcentagem

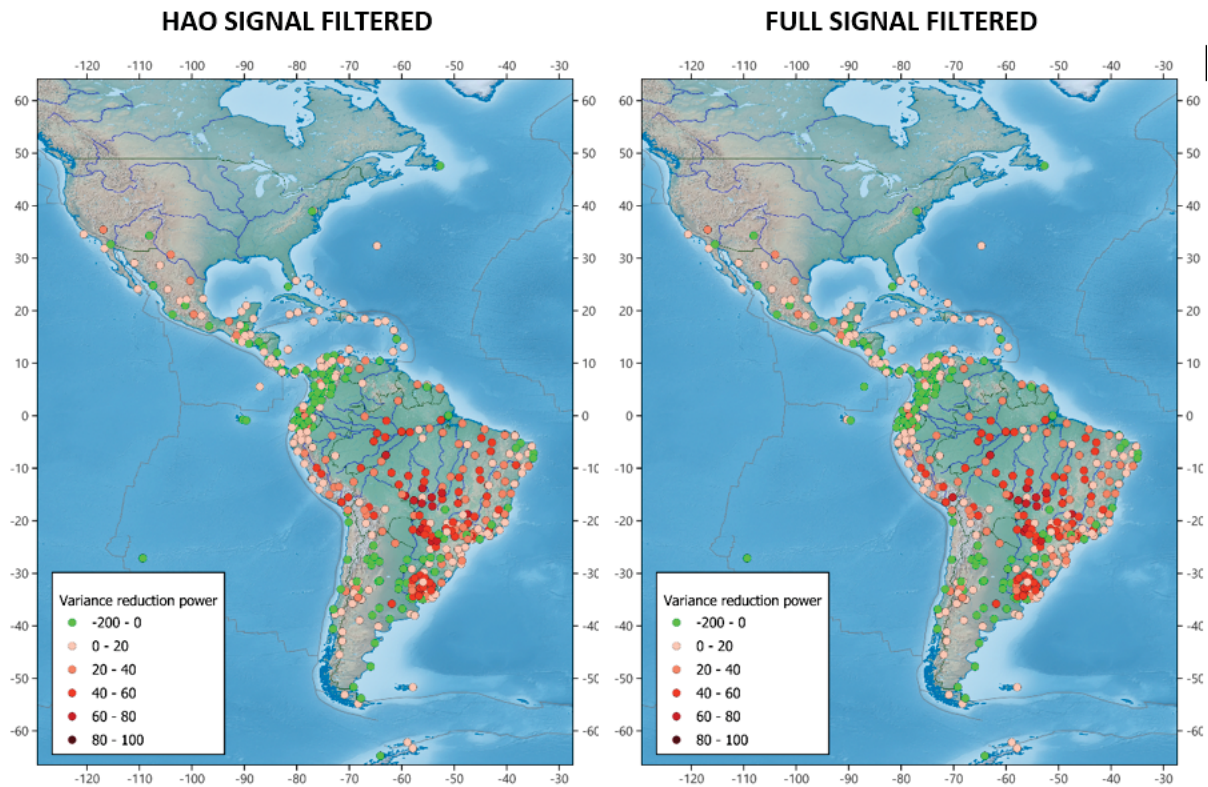


FIGURA 25 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. COMPONENTE VERTICAL

de melhora aquelas localizadas na bacia do Rio Amazonas e as de menor porcentagem aquelas localizadas na região andina sobre a linha equatorial (i.e., Equador, Colômbia e Venezuela).

Finalmente, um aspecto importante a considerar é a melhora obtida pela inclusão da resposta oceânica passiva no cálculo do efeito de carga total. Para apoiar esta análise as Figuras 26 e 27 apresentam a porcentagem e o número de estações que obtiveram uma melhora ou um prejuízo após a filtragem dos sinais de carga individual e total.

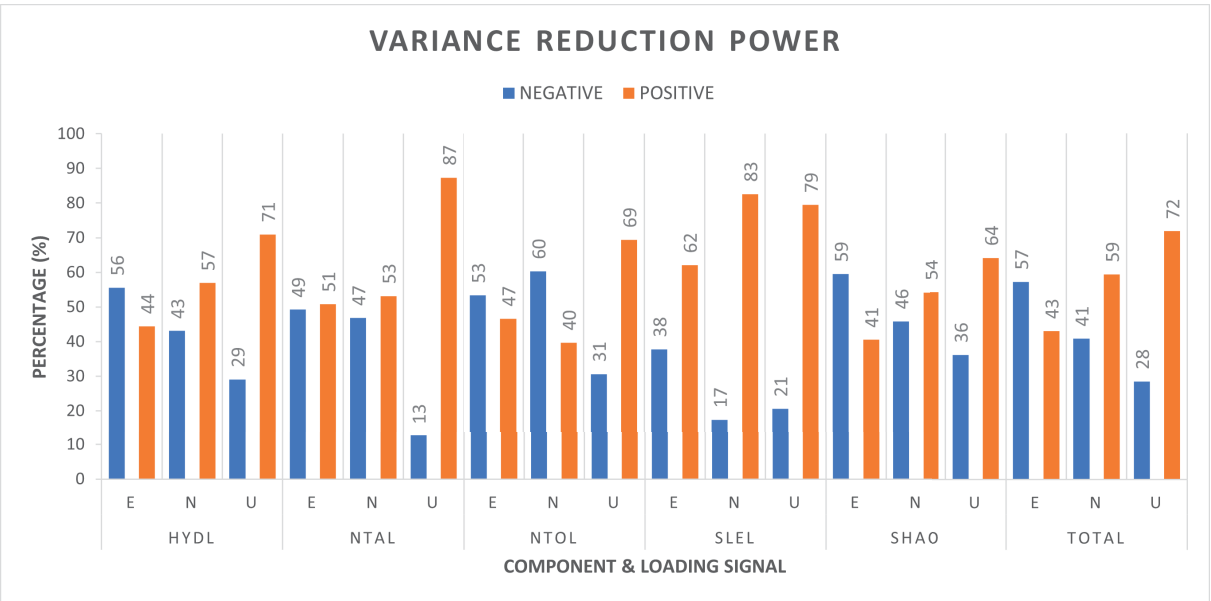


FIGURA 26 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. PORCENTAGEM DE ESTAÇÕES COM MELHORAS E PREJUÍZOS

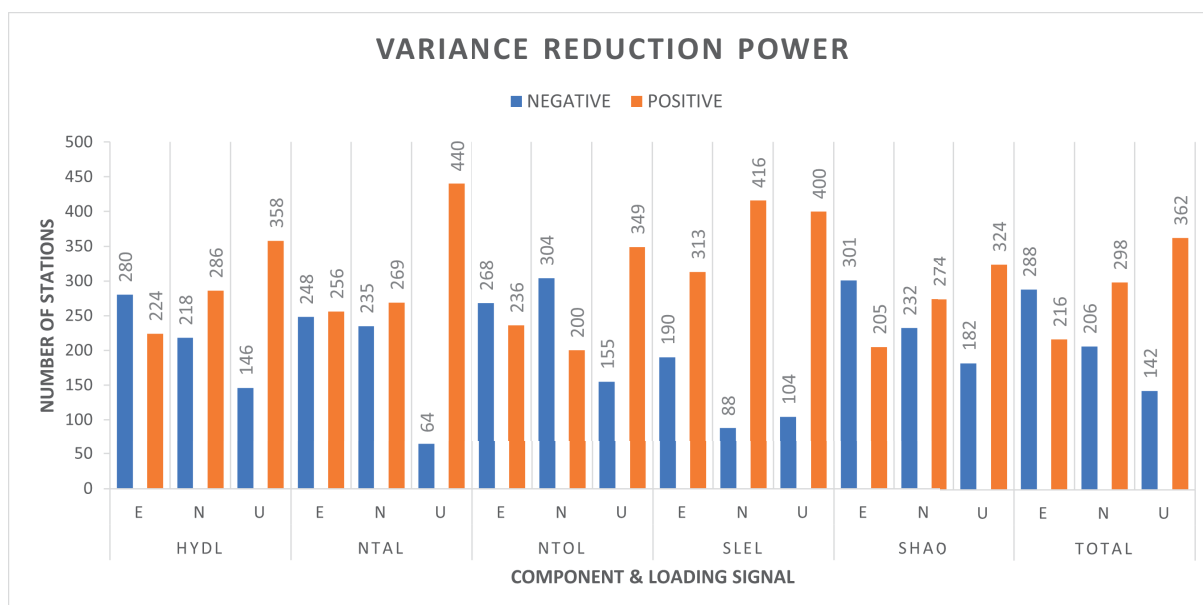


FIGURA 27 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. NÚMERO DE ESTAÇÕES COM MELHORAS E PREJUÍZOS

Nestas é possível observar um leve incremento na porcentagem e por conseguinte, no número de estações que obtiveram uma melhora após a filtragem do sinal FULL em comparação com o sinal HAO, sendo o sinal SLEL aquele com maior impacto e a componente vertical a mais beneficiada.

4.1.6 Conclusões e Discussões

Através da presente pesquisa foi analisada a influência que tem os diferentes sinais de carga nos dados GNSS da rede SIRGAS-CON em escala de tempo longas.

De forma geral foi possível identificar a correlação existente entre os 2 conjuntos de dados, sendo o sinal de carga hidrológica HYDL aquele com maior nível de correlação e a componente vertical com maior incidência, principalmente em estações com altitudes inferiores aos 1000 metros e para as estações localizadas em latitudes médias, entre os 20 graus norte e 40 graus sul.

No que diz respeito ao sinal de carga total, com e sem a incorporação da resposta oceânica passiva SLEL, foi possível observar uma diferença mínima ao analisar a correlação entre os conjuntos de dados, isto principalmente pela diferença de amplitudes dos diferentes sinais, sendo a amplitude do sinal SLEL aproximadamente 50 vezes menor que o sinal HYDL, considerado o sinal com melhor correlação. Apesar disto, a incorporação do sinal SLEL permitiu obter uma leve melhoria na precisão das soluções posicionais analisadas após sua filtragem, sendo que 11 estações para a componente leste, 24 estações para a componente norte e 38 estações para a componente vertical obtiveram uma redução no valor das suas variâncias e por conseguinte uma melhoria na sua precisão, pelo qual recomendasse sua incorporação na análise de dados GNSS.

Finalmente, através da análise espacial dos dados foi possível ver como aquelas estações que obtiveram a maior redução de suas variâncias encontram-se localizadas na bacia

do Rio Amazonas onde o efeito de carga hidrológico HYDL possui sua maior incidência e aquelas com a menor redução estão localizadas próximas aos Andes, nas proximidades da linha equatorial, onde a maioria dos pontos encontram-se localizados em altitudes superiores aos 2500 metros.

4.2 ARTIGO 2. ESTUDO DAS DEFORMAÇÕES VERTICAIS TERRESTRES OCORRENTES NO EQUADOR BASEADO EM DADOS GPS E MODELOS DE CARGA SUPERFICIAIS

O trabalho discutido neste capítulo foi aceito para publicação como: "Pilapanta, C. and Krueger, C. Study on Vertical Crustal Deformations in Ecuador Based on GPS Data and Surface Loading Models. **Revista Brasileira de Cartografia**, 2023"

4.2.1 Abstract

The largest mass redistribution on the solid Earth's surface occurs as part of the hydrological cycle. These processes load and deform the solid Earth and consequently, an elastic response of the crust is induced. The general approach to predict this response involves the convolution of Green's functions and mass distribution models. Nevertheless, these models together do not conserve their global mass and the estimation of a total response by combining individual phenomena is not self-consistent. To solve this, a passive ocean response commonly is included. In order to study this process and its effects in the positions of geodetic sites, we compare 47 GPS vertical time series belonging to the continuous monitoring GNSS network of Ecuador and their respective loading signals over the last 20 years (2000 – 2020). The results indicate a moderate correlation between all the GPS heights and their loading signals and a reduction in the weighted root mean square (WRMS) in 35 of the 47 stations after filtering the total response, its value being higher in those stations with heights less than 3000 meters. Keywords: GPS. Passive ocean response. Seasonal mass changes

4.2.2 Introduction

It is well known that the largest mass redistribution on the solid Earth's surface mainly occurs as part of the hydrological cycle (VanDam; WAHR, 1998). These processes load and deform the solid Earth and consequently, an elastic response of the Earth's crust is induced. Depending on geographic location, this response can range from millimetres to several centimetres in amplitude (MARTENS, 2016), leading to the displacement of the geodetic sites both vertically and horizontally on annual to sub-diurnal time scales and being necessary for its pre-analysis in the use of space geodetic observations (WIJAYA et al., 2013). Changes in the Earth's gravitational field, its angular momentum, and the moments of inertia of the atmosphere, ocean, and terrestrial hydrosphere are also some of the main terrestrial parameters affected by this mass redistribution (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007). To correct these variations, different models of surface mass loads are used (i.e., atmospheric, oceanic and hydrological models). The displacement-response is then calculated by convolving the individual models with the loading Green's function (LGFs) (LONGMAN, 1962; LONGMAN, 1963), which describes the unit response of the Earth as a function of load and response location (CLARKE, 2005). For that, typically a self-gravitating, spherically symmetric, non-rotating, elastic and isotropic (SNREI) Earth model, such as PREM (DZIEWONSKI; ANDERSON, 1981) or ak135 model (KENNETT; ENGBAHL; BULAND, 1995) is assumed. In this case, the Green's function only depends on load-response separation and does not take into account the lateral heterogeneity in Earth structure or the mantle anelasticity (MARTENS; RIVERA; SIMONS, 2019). However, obtaining the surface mass load estimates separately, leads to a particular problem, because, as was

demonstrated by Clarke (2005), these models together do generally not conserve their global mass and a total response, simply combining individual phenomena is not self-consistent. To solve this, an additional term that considers the mass exchange in a gravitationally consistent integrated model of the Earth system is required (BLEWITT, 2003). The so-called sea-level loading signal fulfils this purpose. It is derived by solving the sea-level equation (FARRELL; CLARK, 1976) for the total mass of terrestrial water storage and atmospheric surface pressure (DILL; DOBSLAW, 2013), adding a uniform layer of water to the ocean model and allowing the ocean to respond tidally to the total load's gravitational potential and, therefore, forcing the total load mass to be conserved (CLARKE, 2005). Based on this, this study investigates the incidence of the individual and total loading signals (i.e., non-tidal atmospheric loading, non-tidal oceanic loading, hydrological loading and sea-level equation loading) in the long-term stability and repeatability of 47 GPS vertical time series located in continental Ecuador. The LGFs have been derived using load Love numbers (LLNs) in the centre of figure (CF) frame (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007) considering the ak135 model (KENNETT; ENGDAHL; BULAND, 1995) as the standard elastic Earth model. The use of the ak135 model is because it is the standard model used and recommended by IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) in the analysis of movements of the Earth's crust and surface.

4.2.3 Earth deformation induced by surface mass loading

4.2.3.1 Load Love numbers computation

As mentioned by Martens (2016), the Love numbers (LNs) are dimensionless parameters that characterize the yielding of the elastic Earth to body forces and surface tractions. The first three LNs (i.e., h_n , k_n and l_n) were introduced by Love (1909) and Shida (1912), respectively, to characterize the Earth's response to the potential or force without loading the Earth's surface (VANDAM, 2017). For describing the response to the surface load, a second class of LNs (i.e., h'_n , k'_n and l'_n), referred to as load Love numbers (LLNs) were adopted. The elastic LLNs are computed by integrating the equation of motion and the Poisson equation inside the Earth, given by Farrell (1972):

$$\nabla \cdot \tau - \nabla (\rho g \mathbf{s} \cdot \mathbf{e}_r) - \rho \nabla \phi + g \nabla \cdot (\rho \mathbf{s}) \mathbf{e}_r = 0 \quad (4.22)$$

$$\nabla^2 \phi = -4\pi G \nabla \cdot (\rho \mathbf{s}) \quad (4.23)$$

where τ is the incremental stress tensor, ρ and g are the unperturbed density and gravitational acceleration, $\mathbf{s}$ is the displacement vector, ϕ is the perturbed gravitational potential, G is the universal gravitational constant and $\mathbf{e}_r$ denotes the unit vector of the vertical component.

Therefore, supposing a self-gravitating, spherically symmetric, non-rotating, elastic and isotropic (SNREI) Earth model (e.g. ak135 model) with certain boundary conditions at the surface, the solution of Eq. 4.22 and Eq. 4.23 can be transformed and expressed by the Eq. 4.24 and Eq. 4.25:

$$\mathbf{s} = \sum_{n=0}^{\infty} \left(U_n(r) P_n(\cos \psi) \mathbf{e}_r + V_n(r) \frac{\partial P_n(\cos \psi)}{\partial \psi} \mathbf{e}_\psi \right) \quad (4.24)$$

$$\phi = \sum_{n=0}^{\infty} \Phi_n(r) P_n(\cos \psi) \quad (4.25)$$

where U_n , V_n and Φ_n are radial coefficients of the spherical harmonic expansions (i.e., transformed variables indicating vertical displacements, tangential displacements and potential, respectively), $\mathbf{e}_\psi$ denotes the vector of the horizontal component and $P_n(\cos \psi)$ is a Legendre polynomial of order n .

With further simplifications applied, the elastic LLNs can be further related to the transformed variables, according to:

$$\begin{vmatrix} U_{n(r)} \\ V_{n(r)} \\ \Phi_{n(r)} \end{vmatrix} = W(r) \begin{vmatrix} \frac{h'_n(r)}{g} \\ \frac{l'_n(r)}{g} \\ k'_n(r) \end{vmatrix} \quad (4.26)$$

where $W(r)$ represents the potential induced by the point mass.

Solving and integrating Eq. 4.26 from the inner Earth to the surface, gives the set of LLNs which are based on the given SNREI Earth model (VANDAM, 2017).

4.2.3.2 Green's function approach

As mentioned by VanDam et al. (2012), using the LLNs for calculating the surface displacements due to a surface mass load is fine when the load is global. However, if we are interested in geographically restricted loads, the Green's function approach is more convenient to be used. Thus, substituting Eq. 4.26 in Eq. 4.24 and Eq. 4.25, we obtain the so-called elastic loading Green's functions (LGFs) for the radial (u_r) and tangential (u_t) displacements, evaluated at the Earth's surface and expressed by Eq. 4.27 and Eq. 4.28:

$$G_{u_r} = \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \psi) \quad (4.27)$$

$$G_{u_t} = \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} l'_n \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) \quad (4.28)$$

where R is the mean Earth radius, M represents the mass of the Earth and ψ is the angular distance between the load and the observation point.

The LLNs become constant at large n (i.e., h'_∞ , k'_∞ , l'_∞). In that case, the LGFs can also be expressed analytically using a Kummer's transformation (KUMMER, 1837), such as:

$$G_{u_r}(\psi) = \frac{R}{2M} \frac{h'_\infty}{\sin(\psi/2)} + \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (h'_n - h'_\infty) P_n(\cos \psi) \quad (4.29)$$

$$G_{vt}(\psi) = -\frac{R}{M} l'_\infty \frac{\cos(\psi/2) [1 + 2 \sin(\psi/2)]}{2 \sin(\psi/2) [1 + 2 \sin(\psi/2)]} + \frac{R}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (nl'_n - l'_\infty) \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) \quad (4.30)$$

In practice, the LLNs computations are often carried out to spheric harmonic degree $n = 10000$, whereby, only a finite number of terms are required to evaluate the second summation in Eq. 4.29 and Eq. 4.30, and the LLNs are assumed to be equivalent to the asymptotic values (MARTENS, 2016).

The surface displacements generated by surface mass loading depend both on the physical characteristics of the deformation as well as the chosen reference frame (BLEWITT, 2003). In this way, the calculation of LLNs and corresponding LGFs is computed in a reference frame fixed to the centre of mass of the solid Earth, abbreviated commonly as CE. The CE frame is convenient for mathematical computation but not directly observable in practice (MARTENS, 2016). A more appropriate reference frame for GNSS inferred surface displacements is one fixed to the centre of mass of the entire Earth system, abbreviated as CM. It includes the solid Earth as well as its fluid exterior (i.e., oceans and atmosphere) and it is resembled through the definition of the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) origin in the long-term sense. Lastly, and as was mentioned by Ferreira et al. (2019) for seasonal and other short time scales, the origin of the ITRF is indistinguishable from the centre of the figure, abbreviated as CF, and commonly used in the coordinate time series analysis when long-term trends and offsets are removed.

4.2.3.3 Spatial convolution over the loading area

Finally, considering a surface mass load $\Delta\sigma$, located at point r' , given by the latitude φ' and longitude λ' . The radial deformation Δr evoked by this surface mass load at any point r with latitude φ and longitude λ , involves the convolution of elastic LGFs and the different load models (i.e., non-tidal atmospheric loading (NTAL), non-tidal oceanic loading (NTAL) and hydrological loading (HYDL)):

$$\Delta r(\varphi, \lambda) = R^2 \int \int_{\Omega} \Delta\sigma(\varphi', \lambda') G(\psi) \partial\Omega \quad (4.31)$$

where R is the mean Earth radius, $\partial\Omega = \cos \varphi' \partial\varphi' \partial\lambda'$ is the surface element of the unit sphere and $G(\psi) = G_{ur}(\psi)$ is the Green's function for the radial displacements per kg load, given by Eq. 4.27. The integral in Eq. 4.31 is taken over the surface area of the Earth, Ω .

4.2.3.4 Mass conservation on seasonal surface mass loading models

As explained by Clarke (2005), models of surface loading obtained by simply combining the mass redistribution due to individual phenomena will not in general be self-consistent. This is because most oceanic models make use of the Boussinesq approximation (LAMB, 1901), which in principle conserves ocean volume rather than ocean mass. To solve this, it is necessary to introduce the barystatic variations to obtain the conservation of the global mass.

So, considering an SNREI Earth model and expressing the loading signals in terms of the equivalent height of a column of seawater with density ρ_s , the total time-variable load T can be calculated as a function of geographic position Ω as:

$$T(\Omega) = D(\Omega) + S(\Omega) = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi=C}^S T_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\Omega) \quad (4.32)$$

where, T_{nm}^{Φ} and Y_{nm}^{Φ} are un-normalized surface spherical harmonic basis functions calculated according to established by Blewitt (2003); $D(\Omega)$ represents the dynamic load and $S(\Omega)$ is the so-called passive oceanic load defined as the change in ocean bottom pressure and expressed as:

$$S(\Omega) = C(\Omega) \left[\frac{\Delta V}{g} + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi=C}^S \left(\frac{3\rho_s}{\rho_e} \cdot \frac{1 + k'_n - h'_n}{2n + 1} \right) T_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\Omega) \right] \quad (4.33)$$

the $C(\Omega)$ term is the ocean function, defined as zero over land and unity over the oceans and $\Delta V/g$ represents the deformation of the geoid because of the irregular distribution of oceans and land and ocean-continent mass exchange. ρ_e is the mean density of the solid Earth.

4.2.4 Data and Methods

4.2.4.1 GPS coordinate time series

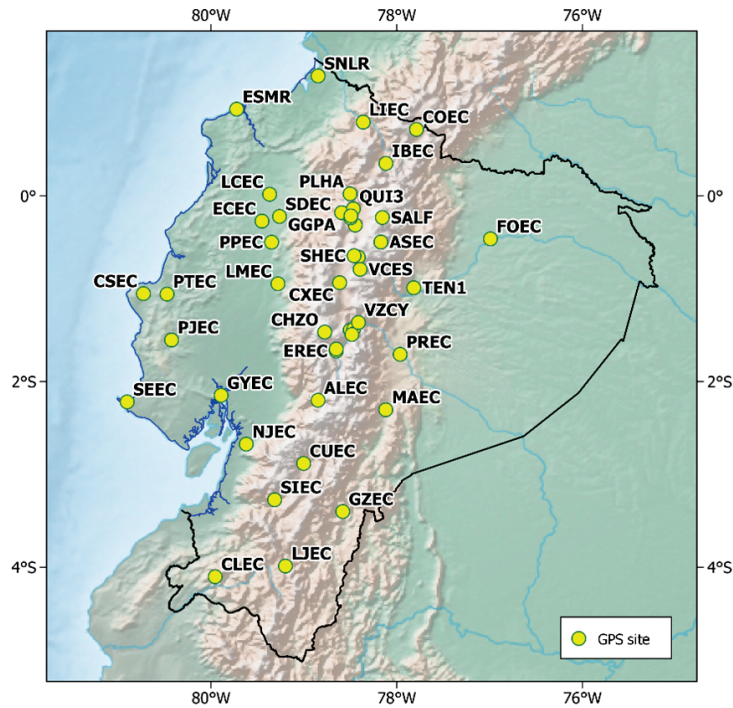


FIGURA 28 – GPS SITES LOCATION

In this study, we have used 2 types of positional solutions obtained for 47 GPS sites located in Continental Ecuador over the last 20 years (Figure 28).

First, daily precise point positioning (PPP) solutions provided by the Nevada Geodetic Laboratory (NGL) and processed according to NGL/UNR GPS Data Analysis Strategy (BLEWITT; HAMMOND; KREEMER, 2018) and second, weekly solutions provided by the SIRGAS Processing Centres and processed according to the International Earth Rotation Systems Service Conventions (i.e., IERS Conventions 2010).

In both solutions, the motions of sites due to oceanic and atmospheric tidal loading were calculated using the coefficients provided by the ocean tide loading for the FES2004 tidal model (LYARD et al., 2006) and the global pressure tidal model developed by Ponte e Ray (2002), respectively.

In the case of NGL solutions, these are aligned to the IGS14 reference frame of the International GNSS Service (IGS), compatible with the latest release of the International Terrestrial Reference Frame (i.e., ITRF2014) (ALTAMIMI et al., 2016) through the use of orbital and clock products obtained from the second IGS reprocessing campaign.

On the other hand, the SIRGAS solutions computed before GPS week 1400 are reprocessed using the first IGS reprocessing campaign products to include absolute corrections for the phase centre variations of the GNSS antenna (SÁNCHEZ; DREWES, 2016), which in turn are referred to the IGS05 reference frame. For that reason, the SIRGAS solutions are aligned to different IGS reference frames, depending on the date to which it is referred (i.e., IGS05, IGS08, IGS08 and IGS14).

The effect of the datum change on the heights of SIRGAS solutions will be considered to be a “jump” within the trajectory model (BEVIS; BROWN, 2014) in a similar way as established by (MONTECINO et al., 2017).

4.2.4.2 Loading models

Three main mass distribution models have been used for this study. These are the non-tidal atmospheric loading (NTAL), non-tidal oceanic loading (NTOL) and hydrological loading model (HYDL).

Atmospheric mass loads are derived from 3-hourly non-tidal atmospheric surface pressure data given by ERA-40 and ERA-INTERIM (DEE et al., 2011) models of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Oceanic mass loads are derived from 3-hourly non-tidal ocean bottom pressure data given by the ocean model MPIOM (DOBSLAW et al., 2017). Finally, hydrological mass loads are given from the global hydrological model LSDM with a temporal resolution of 24h (DILL, 2008).

As mentioned in the section 2.4. because the 3 models together (i.e., NTAL, NTOL and HYDL) do generally not conserve their global mass, a barystatic sea-level variations model is necessary (i.e., sea-level variations are not included in the oceanic contribution NTOL). For that, sea-level mass loads are derived by solving the sea-level equation for the total mass of terrestrial water storage and atmospheric surface pressure according to the procedure established by Clarke (2005). All models have been resampled on a regular 0.5 x 0.5 degree global grid and daily intervals to be compatible with the PPP solutions used.

4.2.4.3 Consistency analysis of Loading signals

To evaluate the consistency of the different loading signals concerning the GPS solutions, we used two principal parameters: the Pearson's correlation, calculated from the linear fitting of the correlation plot and the weighted root mean square error reduction ($WRMS_{RED}$) expressed by Eq. 4.34 as:

$$WRMS_{RED} = \frac{WRMS_{GPS} - WRMS_{GPS-LOAD}}{WRMS_{GPS}} \quad (4.34)$$

where, $WRMS_{GPS}$ is the weighted RMS of the GPS coordinate time series and $WRMS_{GPS-LOAD}$ is the weighted RMS of the GPS series corrected from one of the loading models. As mentioned by Ferreira et al. (2019), larger positive $WRMS_{RED}$ values indicate better agreement between loading signals and GPS coordinates. Conversely, larger negative $WRMS_{RED}$ values indicate worse agreement.

4.2.5 Results and discussion

4.2.5.1 Loading signals analysis

Figure 29 shows the detrended vertical coordinate time series for 4 of the 47 GPS sites together with the individual loading signals calculated for each one.

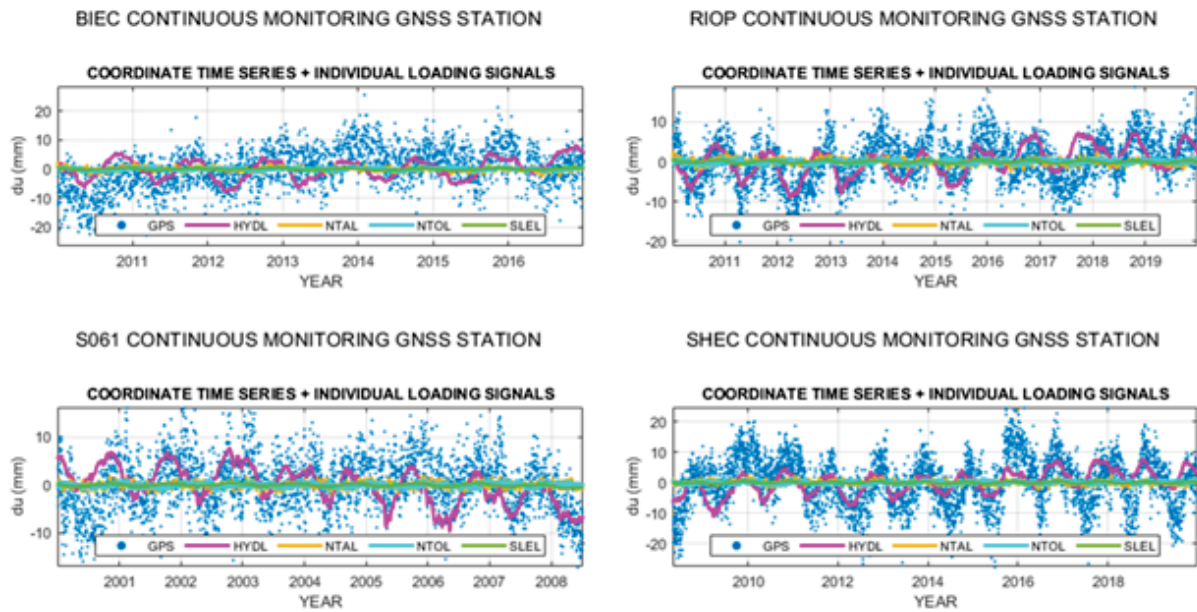
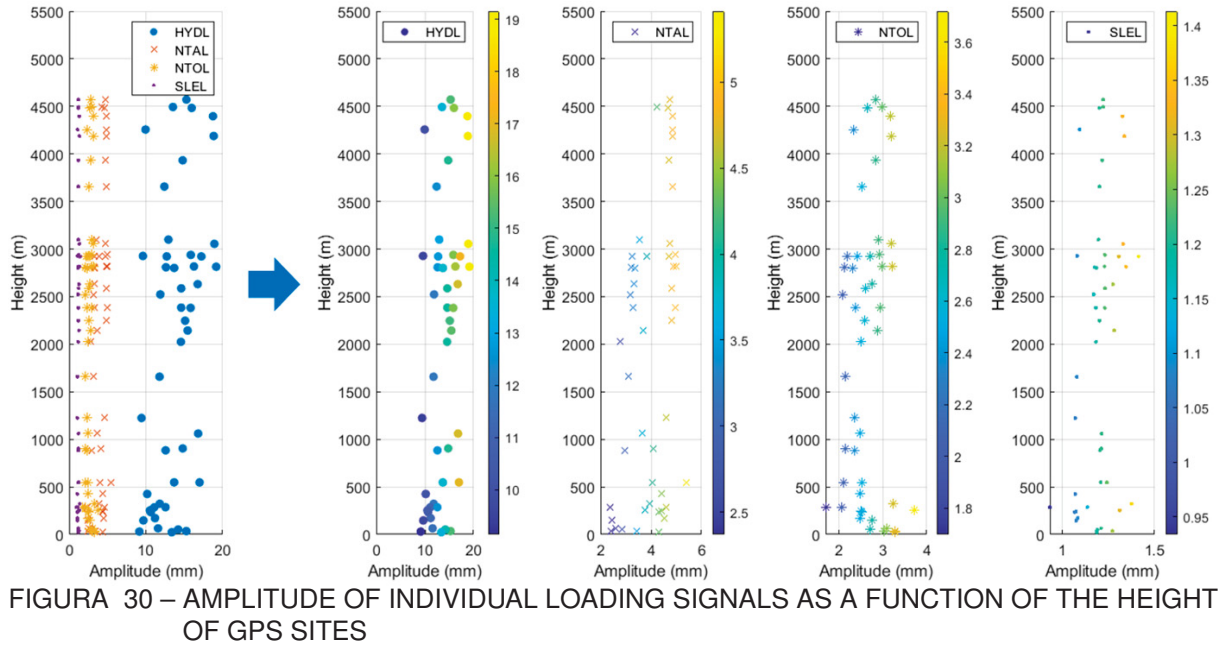


FIGURA 29 – LOADING SIGNALS AND COORDINATE TIME SERIES OF GPS SITES: BIEC, RIOP, S061 AND SHEC

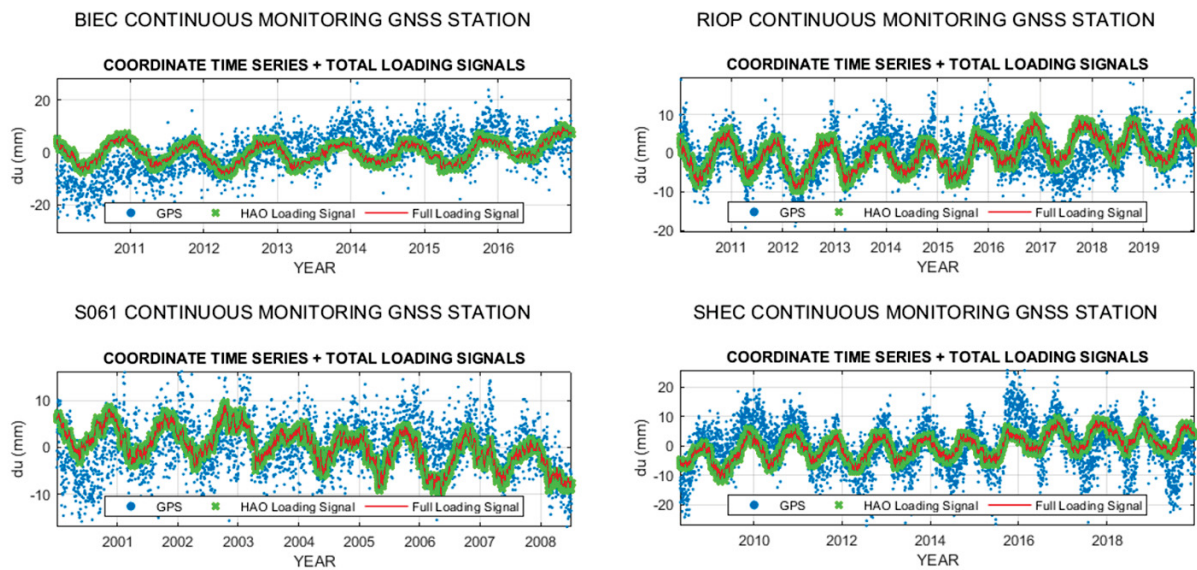
Note how all the signals follow the trend of the time series, with the hydrological loading signal (HYDL) being the one with the greatest amplitude, followed by the non-tidal atmospheric loading signal (NTAL), non-tidal oceanic loading signal (NTOL) and sea-level equation loading signal (SLEL), respectively.

This can be clearly seen in Figure 30, which shows the amplitudes for each signal as a function of the ellipsoidal height of the GPS sites.



In this, it is possible to see how, in the case of the HYDL signal, its amplitudes can reach values close to 20 mm, different from what happens with the NTAL and NTOL signals, whose values reach a maximum of 6 mm and 4 mm, respectively. Finally, for the case of the SLEL signal, its highest values are around 1 mm. For all signals, their highest amplitudes are concentrated at sites above 2000 meters high, that is, sites located in the Andean region of Ecuador.

Figure 31 and Figure 32 show the total loading signals and their amplitudes as a function of sites location, one of them being calculated as the sum of the HYDL, NTAL and NTOL signals and called the HAO loading signal and, the other, obtained through the incorporation of the SLEL signal (i.e., HYDL + NTAL + NTOL + SLEL) and called the HAOS full loading signal.



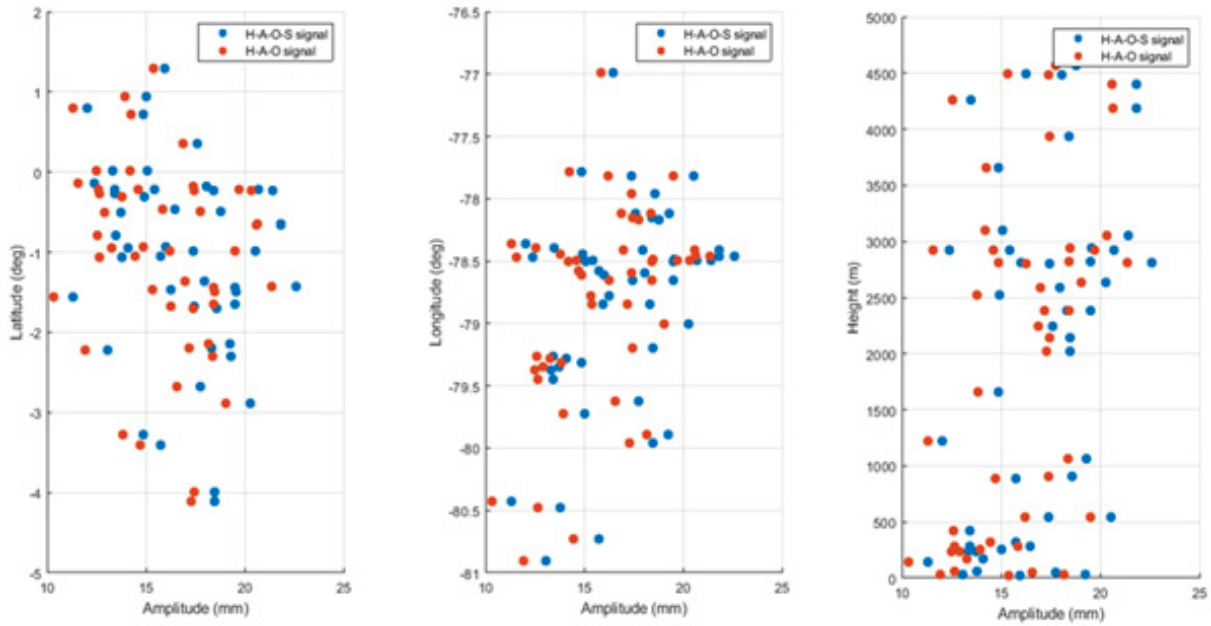


FIGURA 32 – AMPLITUDE OF TOTAL LOADING SIGNALS AS A FUNCTION OF GPS SITES LOCATION

Due to the small amplitudes of the SLEL loading values, the HAO and HAOS loading signals can be considered similar, however, there are significant differences in their amplitudes which are around 0.5 mm and 1.5 mm (see Figure 5). In a similar way as for the individual signals, for the 2 total signals, their highest amplitude values are concentrated in sites with heights greater than 2000 meters high, however, there is no predefined pattern concerning their geographical location (i.e., latitude and longitude).

4.2.5.2 Comparison of loading signals and GPS solutions

To evaluate the consistency of the different loading signals concerning the GPS solutions, Pearson's correlation and WRMS reduction factors ($WRMS_{RED}$) were calculated.

Figure 33 shows the individual WRMS reduction factor histograms for each of the loading signals and Figure 34 shows these parameters for each of the 2 total loading signals as a function of the GPS site's heights.

In general, it is possible to see a moderate correlation between all the GPS heights and their total loading signals and consequently a reduction in their WRMS values. Thus, 32 GPS sites obtained an improvement in their WRMS after filtering the HAO loading signal and 33 GPS sites after filtering the HAOS loading signal. It is also important to note, how some sites, obtained a degradation of their accuracy after filtering the loading signal (i.e., negative $WRMS_{RED}$ values). Despite the HAO loading signal being the one that achieved the greater $WRMS_{RED}$ values, it is important to note how through the individual analysis of the loading signals, the SLEL has a greater impact on the WRMS reduction of the sites when compared to the others, improving the accuracy of heights in 44 of the 47 GPS sites analysed. This is followed by the NTAL, NTOL and HYDL signal with a WRMS reduction in 44, 42 and 30 GPS sites, respectively.

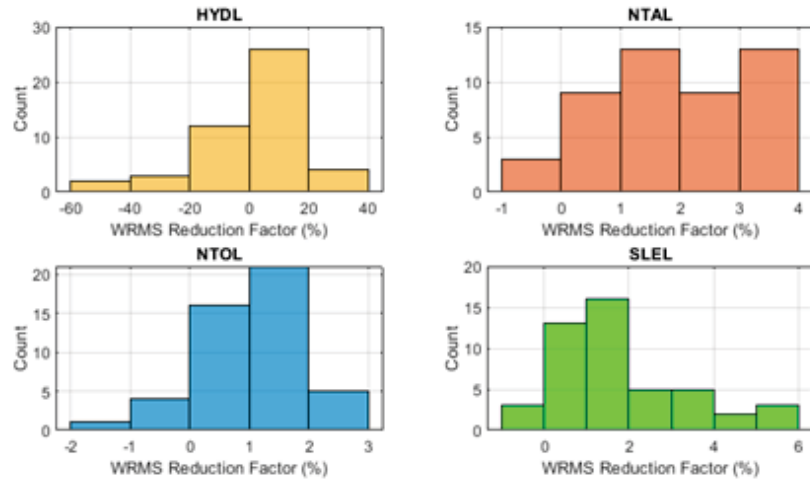


FIGURA 33 – WRMS REDUCTION FACTOR HISTOGRAMS FOR EACH LOADING SIGNALS

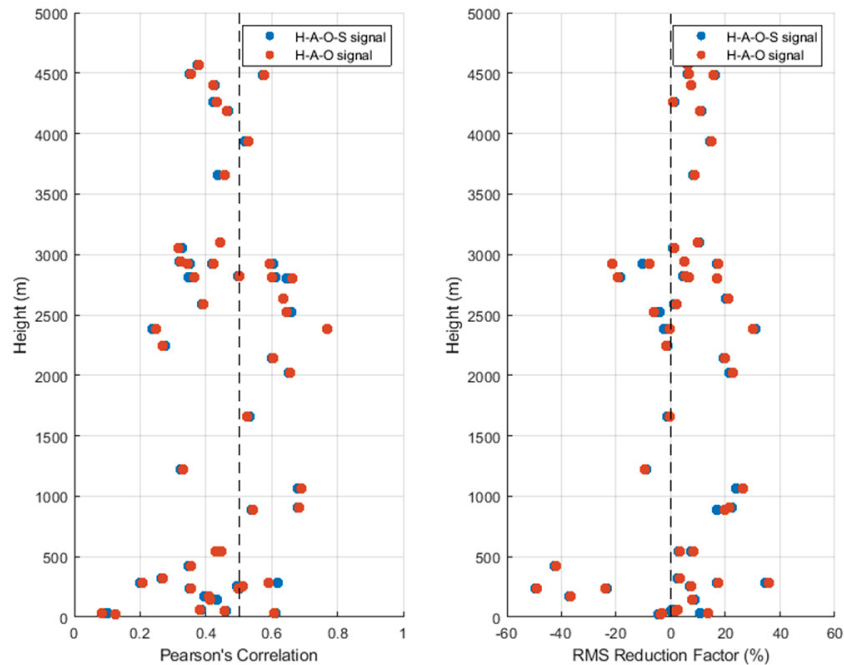


FIGURA 34 – PEARSON'S CORRELATION AND WRMS REDUCTION FACTOR VALUES FOR TOTAL LOADING SIGNALS

Finally, Figures 35 and 36 show the original and modified coordinate time series for the RIOP GPS site after the HAO loading signal is filtered and the spatial distribution of these 2 parameters obtained for each of the 2 total loading signals.

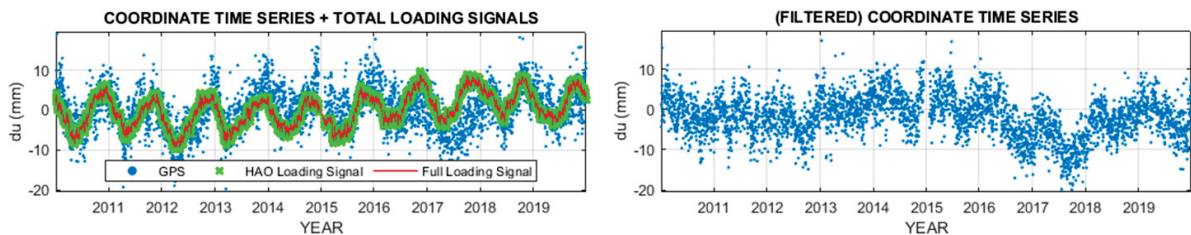


FIGURA 35 – ORIGINAL AND FILTERED GPS COORDINATE TIME SERIES FOR RIOP GPS SITE

Although there is no particular spatial pattern, it is possible to see how most of the sites that obtained an improvement in their WRMS and with a Pearson's correlation greater than

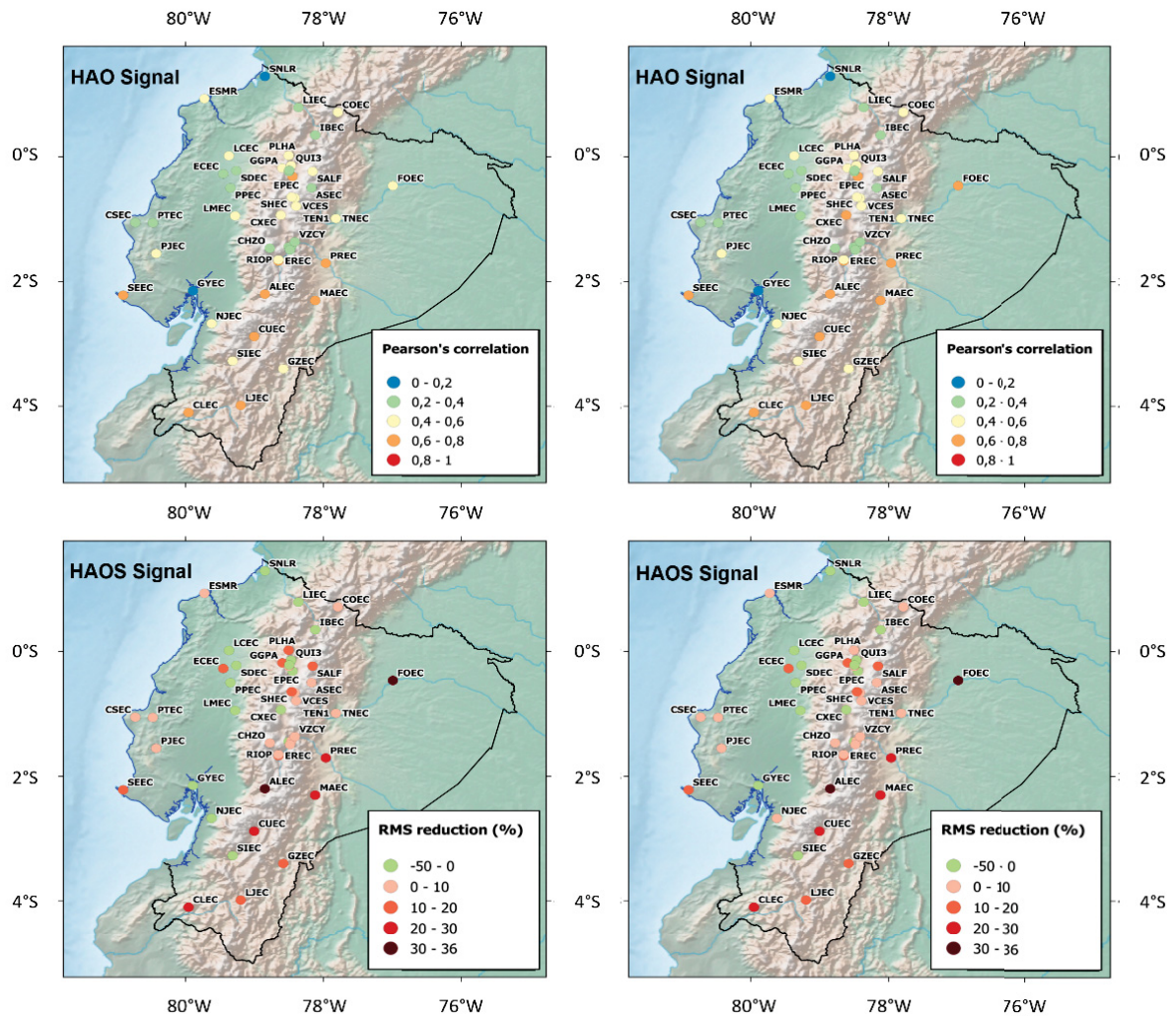


FIGURA 36 – PEARSON'S CORRELATION AND WRMS REDUCTION FACTOR VALUES FOR ALL STATIONS

+/-0.4 (moderate correlation) are located in the Andean region and Amazon basin regardless of the total loading signal analysed.

All the final coordinate time series for each of the GPS sites analysed, as well as the entire data set (i.e., surface loading signals, GPS solutions, earth data model, LLNs and LGFs), can be obtained at Pilapanta e Krueger (2022).

4.2.6 Conclusions

In this study, we evaluate the consistency of the different loading signals concerning the GPS coordinates through the analysis of the positioning solutions for 47 GPS sites located in Continental Ecuador. In general, it was possible to show the existence of a moderate correlation between the GPS heights and their loading signals for most of the sites analysed, being that for all signals (i.e., HYDL, NTAL, NTOL and SLEL), their highest amplitudes are concentrated at sites above 2000 meters high, that is, sites located in the Andean region of continental Ecuador. It was also possible to see a reduction in the WRMS of 33 stations after filtering the HAO loading signal and in 32 stations after filtering the HAOS full loading signal. Although there is no

substantial difference in the total load signal with the incorporation of the SLEL, it is important to note that, through the individual analysis of the loading signals, it has a greater impact on the WRMS reduction of the sites when compared to the others, improving the accuracy of heights in 44 of the 47 GPS sites analysed. It is followed by the NTAL, NTOL and HYDL signal with an improvement of the WRMS in 44, 42 and 30 GPS sites, respectively. Finally, through the spatial analysis of the data, it was possible to see how most of the sites that obtained an improvement in their WRMS are located in the Andean region and Amazon basin, regardless of the total loading signal analysed.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Em vista dos resultados obtidos na presente pesquisa e em conformidade com o objetivos traçados no início da mesma, é possível concluir que:

- A estratégia de análise e processamento definida no presente trabalho permitiu avaliar de forma simples e completa a incidência dos diferentes efeitos de carga na precisão das soluções posicionais geradas pela Rede continental SIRGAS-CON. Desta maneira foi possível identificar uma correlação moderada entre os 2 conjuntos de dados (i.e., efeitos de carga e dados GPS), sendo a componente vertical aquela com maior correlação e o sinal de carga hidrológica o efeito com maior incidência na melhora da precisão das soluções, principalmente em estações com altitudes inferiores aos 1000 metros e estações localizadas em latitudes médias.
- Com relação a estratégia de cálculo dos diferentes efeitos de carga, a presente pesquisa a diferença de outros estudos realizados na região, inicia com o cálculo dos números de sobrecarga de Love, LLN e finaliza com o processo de convolução das Funções de Green e os modelos globais de superfície. Isto em princípio permitiu uma análise mais detalhada dos diferentes efeitos, devido a que existiu controle total do processo de modelagem, sem ter limitação com parâmetros como são o grau de desenvolvimento ou a resolução espacial e temporal utilizada. Estes parâmetros são de extrema importância, principalmente no cálculo da resposta oceânica passiva, a qual possui uma magnitude abaixo da média o qual dificulta sua modelagem.
- No que diz respeito à inclusão da resposta oceânica passiva na modelagem do sinal de carga total, foi possível observar uma diferença mínima ao analisar a correlação entre os conjuntos de dados, isto principalmente pela diferença de amplitudes dos diferentes sinais, sendo a amplitude do sinal SLEL aproximadamente 50 vezes menor que o sinal HYDL, considerado o sinal com melhor correlação. Apesar disto, a incorporação do sinal SLEL permitiu obter uma leve melhoria na precisão das soluções posicionais analisadas após sua filtragem, sendo que 11 estações para a componente leste, 24 estações para a componente norte e 38 estações para a componente vertical obtiveram uma redução no valor das suas variâncias e por conseguinte uma melhoria na sua precisão.
- No que diz respeito à análise global dos dados, foi possível ver como a maioria das estações que obtiveram uma redução de suas variâncias encontram-se localizadas na bacia do Rio Amazonas onde o efeito de carga hidrológico HYDL possui sua maior incidência e aquelas com a menor redução encontram-se localizadas próximas aos Andes, nas proximidades da linha equatorial, em pontos com altitudes superiores aos 2500 metros. Neste sentido e com o intuito de avaliar melhor a incidência dos efeitos de carga na região andina, foi realizada uma análise detalhada de 47 estações GPS pertencentes a Rede GNSS de Monitoramento Contínuo do Equador, REGME. Através disto foi verificada

uma correlação moderada entre as altitudes e os sinais de carga com uma redução no erro quadrático médio ponderado (WRMS) em 35 das 47 estações consideradas, sendo maior a redução nas estações com altitudes de até 3000 metros.

Por sua parte, recomenda-se,

- Devido à melhora obtida na precisão das soluções posicionais com a inclusão da resposta oceânica passiva, SLEL, recomenda-se sua modelagem e inclusão no cálculo dos diferentes efeitos de carga, principalmente no cálculo do sinal de carga total, em pesquisas onde a componente altimétrica seja o objeto de estudo e em regiões com pontos localizados abaixo dos 1000 metros de altitude onde sua incidência resulta representativa na melhora da precisão.
- Estabelecer novas pesquisas orientadas ao estudo e modelagem dos diferentes efeitos de carga baseados em dados obtidos de outras fontes como são as missões satelitais altimétricas GRACE e GRACE-FO e técnicas modernas como no caso do InSAR. Isto com o intuito de obter novos modelos de carga através de fontes de dados globais e correlacionadas, baseadas no estabelecimento de um modelo dinâmico de referência terrestre.

REFERÊNCIAS

- AGNEW, D. 3.06 earth tides. **Treatise on Geophysics, 2nd ed.**; Schubert, G., Ed, p. 151–178, 2015. Citado na página 32.
- AGNEW, D. C. Conservation of mass in tidal loading computations. **Geophysical Journal International**, v. 72, p. 321–325, 2 1983. ISSN 0956-540X. Disponível em: <<https://academic.oup.com/gji/article-lookup/doi/10.1111/j.1365-246X.1983.tb03786.x>>. Citado na página 59.
- AGNEW, D. C. The Time-Domain behavior of Power-Law noises. **Geophysical Research Letters**, v. 19, n. 4, p. 333–336, 1992. Citado 2 vezes nas páginas 62 e 115.
- ALIZADEH, M. M. et al. Ionospheric effects on microwave signals. In: **Atmospheric Effects in Space Geodesy**. [S.l.]: Springer, 2013. p. 35–71. Citado na página 109.
- ALTAMIMI, Z. et al. ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 112, n. 9, p. 1–19, 2007. ISSN 21699356. Citado na página 18.
- ALTAMIMI, Z.; COLLILIEUX, X.; MÉTIVIER, L. ITRF2008: An improved solution of the international terrestrial reference frame. **Journal of Geodesy**, v. 85, n. 8, p. 457–473, 2011. ISSN 09497714. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 48.
- ALTAMIMI, Z. et al. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 121, n. 8, p. 6109–6131, aug 2016. ISSN 21699313. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2016JB013098>>. Citado 2 vezes nas páginas 44 e 82.
- ALTERMAN, Z.; JAROSCH, H.; PEKERIS, C. L. Oscillations of the earth. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences**, v. 252, n. 1268, p. 80–95, sep 1959. ISSN 2053-9169. Disponível em: <<http://www.royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rspa.1959.0138>>. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 23.
- ALTERMAN, Z.; JAROSCH, H.; PEKERIS, C. L. Propagation of rayleigh waves in the earth. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 4, n. S0, p. 219–241, 1961. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1365-246X.1961.tb06815.x>>. Citado na página 25.
- BAKER, T. F. Tidal tilt at Llanrwst, North Wales: tidal loading and Earth structure. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 62, n. 2, p. 269–290, 1980. ISSN 1365246X. Citado na página 32.
- BARBARELLA, M. et al. Technical and scientific aspects desrived by the processing of gnss networks using different approaches and software. In: **ION GNSS 22th international technical meeting of the satellite division**. [S.l.: s.n.], 2009. p. 23–25. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 60.
- BARBARELLA, M. et al. The new italian geodetic reference network (rdn): a comparison of solutions using different software packages. In: **Proceedings of EUREF symposium, Florence, Italy**. [S.l.: s.n.], 2009. p. 27–30. Citado na página 48.

BAUERSIMA, I. NAVSTAR/Global Positioning System (GPS).(II). Radiointerferometrische Satellitenbeobachtungen. **Mitt. Satell.-Beobachtungsstn. Zimmerwald, Nr. 10, 112 pp.**, v. 10, 1983. Citado na página 105.

BEUTLER, G. et al. Extended orbit modeling techniques at the CODE processing center of the international GPS service for geodynamics (IGS): theory and initial results. **Manuscr. Geod.**, v. 19, p. 367–386, 1994. Citado na página 106.

BEVIS, M. et al. Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 16, p. 1–4, 2005. ISSN 00948276. Citado 3 vezes nas páginas 18, 31 e 59.

BEVIS, M.; BEDFORD, J.; CACCAMISE, D. J. The art and science of trajectory modelling. In: **Geodetic Time Series Analysis in Earth Sciences**. [S.l.]: Springer, 2019. p. 1–27. Citado na página 18.

BEVIS, M.; BROWN, A. Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. **Journal of Geodesy**, 2014. ISSN 09497714. Citado 5 vezes nas páginas 36, 60, 62, 82 e 115.

BLEWITT, G. Self-consistency in reference frames, geocenter definition, and surface loading of the solid Earth. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 2003. ISSN 01480227. Citado 13 vezes nas páginas 16, 38, 39, 40, 41, 42, 45, 61, 64, 65, 78, 80 e 81.

BLEWITT, G.; HAMMOND, W.; KREEMER, C. Harnessing the gps data explosion for interdisciplinary science. **Eos**, v. 99, 2018. Citado 3 vezes nas páginas 48, 60 e 82.

BLEWITT, G. et al. A New Global Mode of Earth Deformation: Seasonal Cycle Detected. **Science**, v. 294, n. 5550, p. 2342–2345, dec 2001. ISSN 00368075. Disponível em: <<http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1065328>>. Citado 3 vezes nas páginas 16, 41 e 58.

BOEHM, J. et al. Atmospheric loading corrections at the observation level in VLBI analysis. **Journal of Geodesy**, v. 83, n. 11, p. 1107–1113, 2009. ISSN 09497714. Citado 3 vezes nas páginas 18, 28 e 29.

BOEHM, J.; HEINKELMANN, R.; SCHUH, H. Short note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications. **Journal of Geodesy**, v. 81, p. 679–683, 2007. ISSN 09497714. Citado na página 60.

BOEHM, J. et al. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 7, p. 3–6, 2006. ISSN 00948276. Citado na página 109.

BOEHM, J.; WERL, B.; SCHUH, H. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 111, n. 2, p. 1–9, 2006. ISSN 21699356. Citado 2 vezes nas páginas 60 e 109.

BOS, M. S. et al. Fast error analysis of continuous GNSS observations with missing data. **Journal of Geodesy**, v. 87, p. 351–360, 2013. ISSN 09497714. Citado na página 53.

BRUNINI, C. et al. Improved Analysis Strategy and Accessibility of the SIRGAS Reference Frame. **International Association of Geodesy Symposia**, v. 136, p. 3–10, 2012. ISSN 09399585. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 60.

CIOCE, V. et al. Sirgas: Reference frame in latin america. **Coordinates**, v. 14, p. 6–10, 2018. ISSN 973-2136. Disponível em: <<http://mycoordinates.org/pdf/jun18.pdf>>. Citado 3 vezes nas páginas 17, 48 e 53.

CLARKE, P. J. Effect of gravitational consistency and mass conservation on seasonal surface mass loading models. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 8, p. L08306, 2005. ISSN 0094-8276. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL022441>>. Citado 13 vezes nas páginas 16, 18, 20, 28, 45, 58, 59, 61, 62, 77, 78, 80 e 82.

DACH, R. et al. Evaluation of the impact of atmospheric pressure loading modeling on GNSS data analysis. **Journal of Geodesy**, v. 85, n. 2, p. 75–91, feb 2011. ISSN 0949-7714. Citado 2 vezes nas páginas 16 e 18.

DACH, R. et al. **User Manual of the Bernese GNSS Software, Version 5.2**. Astronomical Institute, University of Bern, 2015. 884 p. ISBN 978-3-906813-05-9. Disponível em: <<http://www.bernese.unibe.ch/docs/DOCU52.pdf>>. Citado 3 vezes nas páginas 33, 104 e 105.

DAHLEN, F. A. The passive influence of the oceans upon the rotation of the earth. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 46, p. 363–406, 1976. ISSN 1365246X. Citado na página 65.

DAI, A.; WANG, J. Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 22, p. 3874–3891, 1999. Citado na página 30.

De Freitas, S. **Teoria das Marés Terrestres**. Curitiba, 2013. Citado na página 114.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. ISSN 00359009. Citado 3 vezes nas páginas 50, 61 e 82.

DILL, R. Hydrological model LSDM for operational Earth rotation and gravity field variations. **Scientific Technical Report**, p. 35, 2008. Citado 3 vezes nas páginas 50, 61 e 82.

DILL, R.; DOBSLAW, H. Numerical simulations of global-scale high-resolution hydrological crustal deformations. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 9, p. 5008–5017, 2013. ISSN 21699356. Citado 3 vezes nas páginas 16, 59 e 78.

DILL, R.; KLEMMANN, V.; DOBSLAW, H. Relocation of river storage from global hydrological models to georeferenced river channels for improved load-induced surface displacements. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 123, p. 7151–7164, 2018. ISSN 21699356. Citado na página 61.

DILL, R. et al. Applying local Green's functions to study the influence of the crustal structure on hydrological loading displacements. **Journal of Geodynamics**, Elsevier Ltd, v. 88, p. 14–22, aug 2015. ISSN 02643707. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0264370715000435>>. Citado 4 vezes nas páginas 16, 18, 29 e 31.

DOBSLAW, H. et al. A new high-resolution model of non-tidal atmosphere and ocean mass variability for de-aliasing of satellite gravity observations: AOD1B RL06. **Geophysical Journal International**, v. 211, n. 1, p. 263–269, 2017. ISSN 1365246X. Citado 3 vezes nas páginas 18, 61 e 82.

DONG, D. et al. Geocenter variations caused by atmosphere, ocean and surface ground water. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 15, p. 1867–1870, 1997. ISSN 00948276. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/97GL01849>>. Citado 2 vezes nas páginas 40 e 41.

DREWES, H.; BRUNINI, C.; SÁNCHEZ, L. **VII SIRGAS School on Reference Systems**. Santo Domingo: [s.n.], 2015. Citado na página 42.

DZIEWONSKI, A. M.; ANDERSON, D. L. Preliminary reference Earth model. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 25, n. 4, p. 297–356, 1981. ISSN 00319201. Citado na página 77.

ERIKSSON, D.; MACMILLAN, D. S. Continental hydrology loading observed by VLBI measurements. **Journal of Geodesy**, v. 88, n. 7, p. 675–690, 2014. ISSN 14321394. Citado na página 29.

FARRELL, W. Deformation of the Earth by surface loads. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 10, n. 3, p. 761–797, 1972. Citado 11 vezes nas páginas 16, 20, 25, 26, 27, 32, 37, 40, 51, 59 e 78.

FARRELL, W. E.; CLARK, J. A. On Postglacial Sea Level. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 46, n. 3, p. 647–667, 1976. ISSN 1365246X. Citado na página 78.

FERLAND, R. **IGSMail-5447. Proposed IGS05 Realization**. 2006. Disponível em: <<https://lists.igs.org/pipermail/igsmail/2006/006818.html>>. Citado na página 48.

FERREIRA, V. et al. Prospects for Imaging Terrestrial Water Storage in South America Using Daily GPS Observations. **Remote Sensing**, v. 11, n. 6, p. 679, 2019. Citado na página 59.

FERREIRA, V. G. et al. Space-based observations of crustal deflections for drought characterization in Brazil. **Science of the Total Environment**, Elsevier B.V., v. 644, p. 256–273, 2018. ISSN 18791026. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.277>>. Citado na página 59.

FERREIRA, V. G. et al. Determining seasonal displacements of Earth's crust in South America using observations from space-borne geodetic sensors and surface-loading models. **Earth, Planets and Space**, Springer Berlin Heidelberg, v. 71, n. 1, p. 84, 2019. ISSN 1880-5981. Disponível em: <<https://earth-planets-space.springeropen.com/articles/10.1186/s40623-019-1062-2>>. Citado 8 vezes nas páginas 17, 18, 28, 53, 65, 66, 80 e 83.

FLOYD, M. A.; HERRING, T. A. Fast statistical approaches to geodetic time series analysis. In: **Geodetic Time Series Analysis in Earth Sciences**. [S.l.]: Springer, 2020. p. 157–183. Citado 3 vezes nas páginas 48, 53 e 62.

Freiberger Jr., J. **Investigações Da Calibração Relativa de Antenas GNSS**. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Paraná, 2007. Disponível em: <<http://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/14051/TESE;jsessionid=94F12CFB424A1DA0582EC371432F24B1?sequence=1>>. Citado na página 111.

FRITSCH, M.; DÖLL, P.; DIETRICH, R. Global-scale validation of model-based load deformation of the Earth's crust from continental watermass and atmospheric pressure variations using GPS. **Journal of Geodynamics**, Elsevier Ltd, v. 59-60, p. 133–142, 2012. ISSN 02643707. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2011.04.001>>. Citado na página 18.

FU, Y. et al. Horizontal motion in elastic response to seasonal loading of rain water in the Amazon basin and monsoon water in Southeast Asia observed by GPS and inferred from GRACE. **Geophysical Research Letters**, v. 40, p. 6048–6053, 2013. ISSN 00948276. Citado na página 59.

GEMAEL, C.; MACHADO, A.; WANDRESEN, R. **Introdução ao ajustamento de observações: aplicações geodésicas**. 2nd. ed. [S.l.]: editora UFPR, 2015. ISBN 978-85-8480-008-7. Citado na página 35.

- GÉRARD, P.; LUZUM, B. **IERS Conventions (2010)**. [S.l.], 2010. v. 36. Disponível em: <<http://www.iers.org/TN36/>>. Citado 9 vezes nas páginas 18, 32, 36, 43, 45, 48, 107, 109 e 112.
- GERASIMENKO, M. D.; KATO, T. Establishment of the three-dimensional kinematic reference frame by space geodetic measurements. **Earth Planets and Space**, v. 52, n. 11, p. 959–963, 2000. ISSN 1880-5981. Citado na página 41.
- GRAFFIGNA, V. et al. Retrieving geophysical signals from gps in the la plata river region. **GPS Solutions**, Springer Berlin Heidelberg, v. 23, p. 1–7, 2019. ISSN 15211886. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10291-019-0875-6>>. Citado na página 59.
- GRIFFITHS, J. **IGSMail-7411. Combined orbits and clocks from the IGS 2nd reprocessing**. 2017. Disponível em: <<https://igsceb.jpl.nasa.gov/pipermail/igsmail/2017/008601.html>>. Citado na página 48.
- GUO, J. Y. et al. Green's function of the deformation of the Earth as a result of atmospheric loading. **Geophysical Journal International**, v. 159, n. 1, p. 53–68, 2004. ISSN 0956540X. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 51.
- HAN, S. C.; RAZEGHI, S. M. GPS Recovery of Daily Hydrologic and Atmospheric Mass Variation: A Methodology and Results From the Australian Continent. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 122, n. 11, p. 9328–9343, 2017. ISSN 21699356. Citado na página 18.
- HERNÁNDEZ-PAJARES, M.; ZORNOZA, J. M. J.; SUBIRANA, J. S. **Procesado de Datos GPS: Código y Fase. Algoritmos, Técnicas y Recetas**. Primera ed. Grupo de Astronomía y Geomática (GAGE), Barcelona, España, 2001. 340 p. ISBN 84-932239-4-2. Disponível em: <http://gage.upc.edu/sites/default/files/TEACHING_MATERIAL/GPS_BOOK/CASTELLANO/PDGPS/LIBRO_PDGPS_gAGE_NAV_08.pdf>. Citado na página 105.
- HERRING, T. Matlab tools for viewing gps velocities and time series. **GPS solutions**, Springer, v. 7, n. 3, p. 194–199, 2003. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 53.
- HERRING, T. et al. The future geodetic reference frame. In: **Global Geodetic Observing System**. [S.l.]: Springer, 2009. p. 225–236. Citado 5 vezes nas páginas 17, 18, 32, 43 e 44.
- HOFMANN, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. GPS theory and practice. **Springer Wien New York**, 2001. Citado na página 106.
- HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. **Physical geodesy**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2006. Citado na página 27.
- JUNGCLAUS, J. H. et al. Characteristics of the ocean simulations in the max planck institute ocean model (mpiom) the ocean component of the mpi-earth system model. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, Blackwell Publishing Ltd, v. 5, p. 422–446, 6 2013. ISSN 19422466. Citado 2 vezes nas páginas 50 e 61.
- KENNETT, B. L. N.; ENGDAHL, E. R.; BULAND, R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. **Geophysical Journal International**, v. 122, n. 1, p. 108–124, 1995. ISSN 1365246X. Citado 5 vezes nas páginas 50, 59, 64, 77 e 78.
- KIERULF, H. P. et al. Comparison of gps analysis strategies for high-accuracy vertical land motion. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, Elsevier, v. 33, n. 3-4, p. 194–204, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 60.

KILLICK, R.; FEARNHEAD, P.; ECKLEY, I. A. Optimal detection of changepoints with a linear computational cost. **Journal of the American Statistical Association**, v. 107, p. 1590–1598, 2012. ISSN 01621459. Citado na página 63.

KUMMER, E. Eine neue methode, die numerischen summen langsam convergirender reihen zu berechnen. **Journal für die reine und angewandte Mathematik (Crelles Journal)**, v. 1837, p. 206–214, 1 1837. ISSN 0075-4102. Disponível em: <<https://www.degruyter.com/document/doi/10.1515/crll.1837.16.206/html>>. Citado na página 79.

LAMB, H. On boussinesq's problem. **Proceedings of the London Mathematical Society**, s1-34, p. 276–284, 3 1901. ISSN 00246115. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1112/plms/s1-34.1.276>>. Citado na página 80.

LAMBECK, K. **Geophysical geodesy**. 1nd. ed. [S.l.]: Clarendon Oxford, 1988. ISBN 0-19-854438-3. Citado na página 20.

LANGBEIN, J.; MURRAY, J. R.; SNYDER, H. A. Coseismic and initial postseismic deformation from the 2004 Parkfield, California, earthquake, observed by global positioning system, electronic distance meter, creepmeters, and borehole strainmeters. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 2006. ISSN 00371106. Citado na página 115.

LANGLEY, R. B.; TEUNISSEN, P. J.; MONTENBRUCK, O. Introduction to gnss. In: **Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems**. [S.l.]: Springer, 2017. p. 3–23. Citado na página 33.

LONGMAN, I. M. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads: 1. Theory. **Journal of Geophysical Research**, v. 67, n. 2, p. 845–850, feb 1962. ISSN 01480227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JZ067i002p00845>>. Citado 9 vezes nas páginas 16, 20, 21, 24, 32, 51, 59, 63 e 77.

LONGMAN, I. M. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads: 2. Computations and numerical results. **Journal of Geophysical Research**, v. 68, n. 2, p. 485–496, jan 1963. ISSN 01480227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JZ068i002p00485>>. Citado 6 vezes nas páginas 20, 24, 51, 59, 63 e 77.

LOVE, A. E. H. The yielding of the earth to disturbing forces. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character**, v. 82, p. 73–88, 2 1909. ISSN 0950-1207. Disponível em: <<https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rspa.1909.0008>>. Citado na página 78.

LOVE, A. E. H. **Some problems of geodynamics**. [S.l.]: Cambridge University Press, 1911. Citado 3 vezes nas páginas 26, 64 e 65.

LYARD, F. et al. Modelling the global ocean tides: Modern insights from fes2004. **Ocean Dynamics**, v. 56, p. 394–415, 2006. ISSN 16167341. Citado na página 82.

MARTENS, H. R. **Using Earth Deformation caused by Surface Mass Loading to Constrain the Elastic Structure of the Crust and Mantle**. Tese (Doutorado) — California Institute of Technology, 2016. Citado 12 vezes nas páginas 20, 23, 26, 28, 29, 30, 31, 32, 59, 77, 78 e 80.

MARTENS, H. R.; RIVERA, L.; SIMONS, M. LoadDef: A Python-Based Toolkit to Model Elastic Deformation Caused by Surface Mass Loading on Spherically Symmetric Bodies. **Earth and Space Science**, v. 6, n. 2, p. 311–323, 2019. ISSN 23335084. Citado na página 77.

MCCARTHY, D. D. **IERS Technical note 13**. [S.l.], 1992. Citado na página 36.

- MCCARTHY, D. D. **IGRS Conventions (1996)**. [S.l.], 1996. Citado na página 36.
- MCCARTHY, D. D.; PETIT, G. **IGRS Technical Note**. [S.l.], 1989. Citado na página 36.
- MCCARTHY, D. D.; PETIT, G. **IGRS conventions (2003)**. [S.l.], 2004. Citado na página 36.
- MEYRATH, T.; VANDAM, T. A comparison of interannual hydrological polar motion excitation from GRACE and geodetic observations. **Journal of Geodynamics**, Elsevier Ltd, v. 99, p. 1–9, 2016. ISSN 02643707. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.011>>. Citado 2 vezes nas páginas 18 e 32.
- MIRANDA, S. A. et al. Análisis de la marea terrestre gravimétrica en la estación San Juan (Argentina). **Boletim de Ciencias Geodesicas**, v. 21, p. 721–729, 2015. ISSN 19822170. Citado na página 112.
- MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações**. [S.l.]: Editora UNESP, 2008. ISBN 9788571397880. Citado na página 110.
- MONTAGNER, J. P.; KENNETT, B. L. How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models. **Geophysical Journal International**, v. 125, p. 229–248, 1996. ISSN 0956540X. Citado na página 64.
- MONTECINO, H. D. et al. Effects on chilean vertical reference frame due to the maule earthquake co-seismic and post-seismic effects. **Journal of Geodynamics**, Elsevier, v. 112, p. 22–30, 2017. ISSN 02643707. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.07.006>>. Citado na página 82.
- MOREAUX, G. et al. Horizontal and vertical velocities derived from the IDS contribution to ITRF2014, and comparisons with geophysical models. **Geophysical Journal International**, 2016. ISSN 1365246X. Citado 2 vezes nas páginas 36 e 115.
- MOREIRA, D. M. et al. Comparisons of observed and modeled elastic responses to hydrological loading in the Amazon basin. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 18, p. 9604–9610, sep 2016. ISSN 00948276. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2016GL070265>>. Citado 5 vezes nas páginas 16, 18, 29, 59 e 66.
- NILSSON, T. et al. Path delays in the neutral atmosphere. In: **Atmospheric Effects in Space Geodesy**. [S.l.]: Springer, 2013. p. 73–136. Citado 3 vezes nas páginas 107, 108 e 109.
- OREIRO, F. A. et al. Non-Tidal Ocean Loading Correction for the Argentinean-German Geodetic Observatory Using an Empirical Model of Storm Surge for the Río de la Plata. **Pure and Applied Geophysics**, v. 175, n. 5, p. 1739–1753, 2018. ISSN 14209136. Citado 2 vezes nas páginas 16 e 59.
- PAN, E.; CHEN, W. **Static Green's functions in anisotropic media**. 1st. ed. [S.l.]: Cambridge University Press, 2015. ISBN 978-1-107-03480-8. Citado na página 22.
- PELTIER, W. GLOBAL GLACIAL ISOSTASY AND THE SURFACE OF THE ICE-AGE EARTH: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, n. 1, p. 111–149, may 2004. ISSN 0084-6597. Disponível em: <<http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359>>. Citado na página 18.
- PETROV, L.; BOY, J.-P. Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, 2004. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 115.

PILAPANTA, C. et al. Analysis of local surface displacement using repeated gps measurements: a case study of the guabirota area, Curitiba, Brazil. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 28, 2022. ISSN 1982-2170. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1982-21702022000100205&tlng=en>. Citado 3 vezes nas páginas 57, 60 e 62.

PILAPANTA, C.; KRUEGER, C. Dataset. study of seasonal mass changes and vertical crustal deformations in continental Ecuador based on gps data and surface loading models. **Mendeley Data**, 2022. Citado na página 87.

PILAPANTA, C. et al. Contribuições das ciências geodésicas para monitoramento ambiental e desenvolvimento sustentável. In: LEO, N. D.; ROSALEN, D. (Ed.). Grupo Montevideo, 2023. v. 1, p. 65–82. ISBN 978-9915-9495-2-9. Disponível em: <<http://grupomontevideo.org/publicaciones/libros/>>. Citado na página 57.

PILAPANTA, C.; KRUEGER, C.; TIERRA, A. STOCHASTIC MODEL OF THE BRAZILIAN GPS NETWORK COORDINATES TIME SERIES. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 24, n. 4, p. 545–563, dec 2018. ISSN 1982-2170. Citado na página 62.

PLAG, H.; BLEWITT, G.; HERRING, T. Towards a Consistent Conventional Treatment of Surface-Load Induced Deformations. **IERS Workshop on Conventions**, 2007. Citado 11 vezes nas páginas 16, 17, 18, 32, 42, 43, 44, 58, 62, 77 e 78.

PLAG, H.-P.; PEARLMAN, M. **Global geodetic observing system: Meeting the requirements of a global society on a changing planet in 2020**. [S.l.: s.n.], 2009. 1-332 p. Citado 4 vezes nas páginas 16, 18, 32 e 43.

PONTE, R. M.; RAY, R. D. Atmospheric pressure corrections in geodesy and oceanography: A strategy for handling air tides. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 24, 2002. ISSN 1944-8007. Citado 4 vezes nas páginas 61, 82, 114 e 115.

RAY, J.; GURTNER, W. **RINEX Extensions to Handle Clock Information**. 2010. Disponível em: <https://igs.cb.jpl.nasa.gov/igs_cb/data/format/rinex_clock302.txt>. Citado na página 106.

RAY, R.; SANCHEZ, B. **Radial deformation of the earth by oceanic tidal loading**. [S.l.: s.n.], 1989. Citado na página 30.

RAY, R. D.; PONTE, R. M. Barometric tides from ECMWF operational analyses. **Annales Geophysicae European Geosciences Union**, v. 21, p. 1897–1910, 2003. Citado 2 vezes nas páginas 61 e 114.

REBISCHUNG, P. **IGSMail-6354. Upcoming switch to IGS08/igs08.atx**. 2011. Disponível em: <<https://lists.igs.org/pipermail/igsmail/2011/000188.html>>. Citado na página 48.

REBISCHUNG, P. **IGSMail-6663. IGS08: An update on IGS08**. 2012. Disponível em: <<https://lists.igs.org/pipermail/igsmail/2012/000497.html>>. Citado na página 48.

REBISCHUNG, P. **IGSMail-7399. Upcoming switch to IGS14/igs14.atx**. 2016. Disponível em: <<https://lists.igs.org/pipermail/igsmail/2016/001233.html>>. Citado na página 48.

RIENECKER, M. M. et al. Merra: Nasa's modern-era retrospective analysis for research and applications. **Journal of Climate**, v. 24, n. 14, p. 3624–3648, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00015.1>>. Citado na página 17.

RODELL, M. et al. The global land data assimilation system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381–394, 2004. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>>. Citado na página 17.

SAASTAMOINEN, J. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. **Geophysical Monograph Series**, v. 15, n. 4, p. 247–251, 1972. ISSN 0065-8448. Citado na página 113.

SÁNCHEZ, L. **Guía para los Centros de Análisis SIRGAS**. 2017. 1–11 p. Disponível em: <http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Guias/2017_03_Guia_para_los_Centros_de_Analisis_SIRGAS_V2_2.pdf>. Citado na página 48.

SANZA, J.; ZORNOZA, J.; HERNÁNDEZ-PAJARES, M. **Earth Deformation Effect**. 2011. Citado 2 vezes nas páginas 112 e 113.

SAVE, H. et al. GRACE RL06 reprocessing and results from CSR. **Geophysical Research Abstracts, European Geoscience Union**, v. 20, p. 10697–10701, 2018. Citado na página 17.

SEEBER, G. **Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and Applications**. 2nd. ed. [S.l.]: Walter de Gruyter, 2003. 611 p. ISBN 3-11-017549-5. Citado 4 vezes nas páginas 33, 106, 110 e 111.

SHANKS, E. B. Solutions of differential equations by evaluations of functions. **Mathematics of Computation**, American Mathematical Society, v. 20, n. 93, p. 21–38, 1966. ISSN 00255718, 10886842. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/2004265>>. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 51.

SHIDA, T. On the body tides of the earth, a proposal for the international geodetic association. **Proceedings of the Tokyo Mathematico-Physical Society. 2nd Series**, v. 6, p. 242–258, 1912. Citado na página 78.

SHUBHAM, P.; SAMHITA, G. **Calculation of Right Ascension and Declination**. 2016. <<https://www.hackster.io/30506/calculation-of-right-ascension-and-declination-402218>>. Acessado em 30/11/2017. Citado na página 104.

SMITH, E. K.; WEINTRAUB, S. The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies. **Proceedings of the IRE**, v. 41, n. 8, p. 1035–1037, 1953. ISSN 00968390. Citado na página 109.

SOUZA, E. M. d. **Análise de wavelets para detecção e correção do multicaminho no posicionamento relativo GNSS estático e cinemático**. Tese (Doutorado) — Universidade Estadual Paulista (UNESP), 2008. Citado na página 110.

SPADA, G.; MELINI, D. Selen 4 (selen version 4.0): a fortran program for solving the gravitationally and topographically self-consistent sea level equation in glacial isostatic adjustment modeling. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 4, p. 1–37, 2019. ISSN 1991-959X. Citado na página 61.

SPADA, G.; STOCCHI, P. SELEN: A Fortran 90 program for solving the "sea-level equation". **Computers and Geosciences**, v. 33, n. 4, p. 538–562, 2007. ISSN 00983004. Citado 3 vezes nas páginas 17, 18 e 59.

STEIGENBERGER, P.; BOEHM, J.; TESMER, V. Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and implications for atmospheric loading. **Journal of Geodesy**, v. 83, n. 10, p. 943–951, 2009. ISSN 09497714. Citado na página 109.

SÁNCHEZ, L.; DREWES, H. Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in latin america. **Journal of Geodynamics**, Elsevier Ltd, v. 102, p. 1–23, 2016. ISSN 02643707. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2016.06.005>>. Citado na página 82.

SÁNCHEZ, L.; DREWES, H. Geodetic monitoring of the variable surface deformation in latin america. In: . [s.n.], 2020. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/1345_2020_91>. Citado 2 vezes nas páginas 59 e 60.

SÁNCHEZ, L. et al. Sirgas core network stability. In: . [s.n.], 2015. v. 0, p. 183–191. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/1345_2015_143>. Citado na página 60.

TEUNISSEN, P.; MONTENBRUCK, O. **Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems**. [S.l.]: Springer, 2017. Citado 2 vezes nas páginas 33 e 34.

THOMAS, M.; SÜNDERMANN, J.; MAIER-REIMER, E. Consideration of ocean tides in an ogcm and impacts on subseasonal to decadal polar motion excitation. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 12, p. 2457–2460, 2001. Citado na página 44.

TREGONING, P.; VANDAM, T. Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. 1–4, 2005. ISSN 00948276. Citado 3 vezes nas páginas 16, 18 e 28.

TREGONING, P.; WATSON, C. Atmospheric effects and spurious signals in GPS analyses. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 114, n. 9, p. 1–15, 2009. ISSN 21699356. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 56.

VANDAM, T. Loading Response of the Earth: Theory and Examples. In: **International Summer School on Space Geodesy and Earth System**. Shanghai: [s.n.], 2012. Disponível em: <[http://center.shao.ac.cn/geodesy/school2012/SchoolLecture\(_\)TonieVanTam](http://center.shao.ac.cn/geodesy/school2012/SchoolLecture(_)TonieVanTam)> Citado na página 44.

VANDAM, T. Surface Mass Loading of the Solid Earth : Theory and Examples. In: **EGSIEM Autumn School for Satellite Gravimetry Applications**. Potsdam: [s.n.], 2017. p. 11–15. Disponível em: <[http://www.egsiem.eu/images/static/Autumn-School/Presentations/van\(_\)Dam](http://www.egsiem.eu/images/static/Autumn-School/Presentations/van(_)Dam)> Citado 8 vezes nas páginas 20, 25, 27, 28, 51, 61, 78 e 79.

VANDAM, T. et al. Topographically induced height errors in predicted atmospheric loading effects. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 115, n. 7, p. 1–10, 2010. ISSN 21699356. Citado 3 vezes nas páginas 16, 18 e 28.

VANDAM, T. et al. Nontidal ocean loading: Amplitudes and potential effects in GPS height time series. **Journal of Geodesy**, v. 86, n. 11, p. 1043–1057, 2012. ISSN 09497714. Citado 4 vezes nas páginas 28, 29, 61 e 79.

VANDAM, T. et al. GGFC Special Bureau for Loading: Current Status and Plans. **Proceedings of the IERS Workshop on Combination Research and Global Geophysical Fluids, IERS Technical Note No. 30**, v. 1998, n. mm, p. 180–198, 2003. Citado na página 32.

VANDAM, T. et al. Crustal displacements due to continental water loading. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 4, p. 651–654, 2001. ISSN 00948276. Citado na página 18.

VANDAM, T. M.; BLEWITT, G.; HEFLIN, M. B. Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B12, p. 23939–23950, 1994. Citado 3 vezes nas páginas 16, 18 e 29.

VanDam, T. M.; WAHR, J. Modeling environment loading effects: A review. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 23, n. 9-10, p. 1077–1087, 1998. ISSN 00791946. Citado na página 77.

VANDAM, T. M.; WAHR, J. M. Displacements of the Earth's surface due to atmospheric loading: Effects on gravity and baseline measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. B2, p. 1281, 1987. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JB092iB02p01281>>. Citado 3 vezes nas páginas 18, 29 e 30.

VERHAGEN, S.; TEUNISSEN, P. J. Least-squares estimation and kalman filtering. In: **Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems**. [S.l.]: Springer, 2017. p. 639–660. Citado na página 35.

WAHR, J. et al. The use of GPS horizontals for loading studies, with applications to northern California and southeast Greenland. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 4, p. 1795–1806, 2013. ISSN 21699356. Citado na página 32.

WANG, H. et al. Load love numbers and green's functions for elastic earth models prem, iasp91, ak135, and modified models with refined crustal structure from crust 2.0. **Computers and Geosciences**, v. 49, p. 190–199, 2012. ISSN 00983004. Citado na página 39.

WATANABE, M. D. B.; ORTEGA, E. Ecosystem services and biogeochemical cycles on a global scale: Valuation of water, carbon and nitrogen processes. **Environmental Science and Policy**, v. 14, n. 6, p. 594–604, 2011. ISSN 14629011. Citado 4 vezes nas páginas 16, 45, 59 e 61.

WIJAYA, D. D. et al. Atmospheric Pressure Loading. In: BÖHM, J.; SCHUH, H. (Ed.). **Atmospheric Effects in Space Geodesy**. [S.l.]: Springer Berlin Heidelberg, 2013. p. 137–157. ISBN 978-3-642-36932-2. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 77.

WILLIAMS, S. D.; PENNA, N. T. Non-tidal ocean loading effects on geodetic GPS heights. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 9, p. 3–7, 2011. ISSN 00948276. Citado 4 vezes nas páginas 16, 18, 28 e 29.

ZEIMETZ, P.; KUHLMANN, H. On the accuracy of absolute GNSS antenna calibration and the conception of a new anechoic chamber. **Proceedings of the FIG Working Week**, v. 14, n. June 2008, p. 19, 2008. Citado na página 111.

APÊNDICES

APÊNDICE A – PRINCIPAIS FONTES DE ERRO NO POSICIONAMENTO

No processo de estimação dos parâmetros encontram-se presentes diversos erros. Eles são provenientes, principalmente, das interações que as observações GNSS tem com seu entorno devido aos diferentes processos que se desenvolvem na superfície terrestre e na atmosfera, além da deficiência no estabelecimentos dos modelos físicos ideais para seu tratamento (leis da mecânica Newtoniana não são sempre aplicáveis). Assim, de forma geral e de acordo com a fonte do erro, é possível classificá-los em quatro grandes grupos (TABELA 4).

TABELA 4 – PRINCIPAIS FONTES DE ERRO NO POSICIONAMENTO

FONTE	ERRO	TIPO
Satélite	Erro na órbita	Posição
	Efeitos relativísticos	Estabilidade do relógio
	Erros instrumentais	Sincronização do relógio
Sinal		Variações do centro de fase
	Radiação solar	Pressão por radiação solar
	Refração atmosférica	Refração troposférica
		Refração ionosférica
Receptor / Antena	Multicaminho	
	Erros instrumentais	Sincronização do relógio
		Variações do centro de fase
Meio		Erro entre canais
	Geodinâmica	Movimentos Tectônicos
	Cargas	Carga da atmosfera
		Carga do oceano
		Carga hidrológica
		Marés atmosféricas
	Marés	Marés oceânicas
		Marés terrestres

FONTE: O autor (2017)

A.1. Erros provenientes dos satélites

A.1.1 Erros na órbita dos satélites

O erro na órbita do satélite deve-se, em princípio, as variações que sofre sua trajetória devido aos diferentes tipos de perturbações e fenômenos físicos aos quais os satélites estão expostos. De forma geral, o cálculo das órbitas e o tratamento de seus erros realizam-se através do emprego dos elementos keplerianos e suas variações definidores do movimento (FIGURA 37):

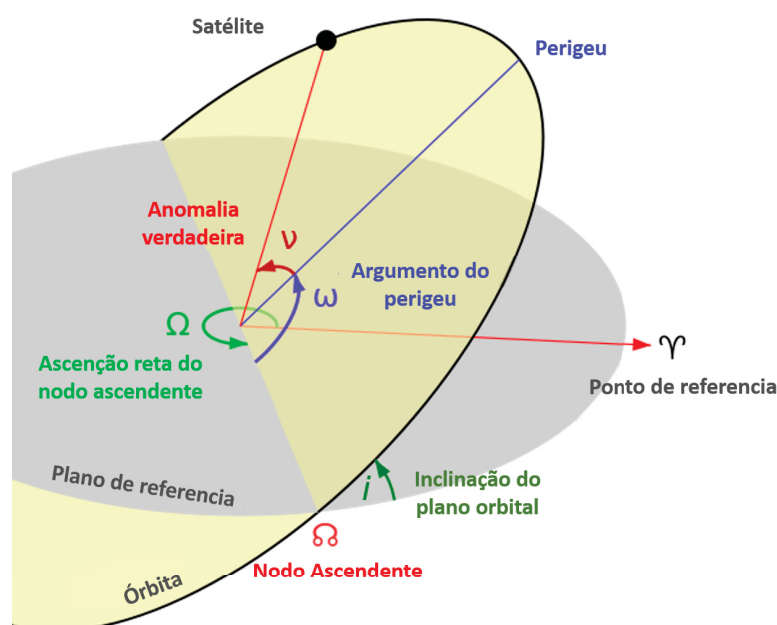


FIGURA 37 – ELEMENTOS KEPLERIANOS ORBITAIS
FONTE: Adaptado de Shubham e Samhita (2016)

- Ascensão reta do nodo ascendente (Ω). Ângulo geocêntrico entre a direção do nodo ascendente e o ponto de referência (Ponto Áries).
- Inclinação do plano orbital (i). Ângulo formado entre o plano da órbita descrito pelo satélite e o plano de referência ou Equador.
- Argumento do perigeu (ω). Ângulo formado entre as direções do nodo ascendente e do Perigeu medido sobre o plano orbital.
- Anomalia verdadeira (v). Ângulo geocêntrico formado entre a direção do Perigeu e o satélite observado no instante de tempo t .

O organismo oficial responsável por realizar o cálculo das órbitas e seus erros, é o Serviço GNSS Internacional, IGS. Ele disponibiliza em seu site oficial 4 tipos de produtos classificados de acordo à qualidade da órbita conforme se observa na TABELA 5:

TABELA 5 – TIPOS DE ÓRBITAS GERADAS PELO IGS		
TIPO DE ÓRBITA	QUALIDADE	LATÊNCIA
Ultra-rápida (predita)	~ 5 cm	Tempo real
Ultra-rápida (observada)	< 3 cm	Depois de 03 horas
Rápida	$< 2,5$ cm	Depois de 17 horas
Final	$< 2,5$ cm	Depois de 13 dias (aprox.)

FONTE: Adaptado de Dach et al. (2015)

Desta forma, baseados na qualidade das órbitas e no comprimento de linha de base entre dois pontos é possível estabelecer uma aproximação do erro da linha Δx associada ao erro orbital ΔX , através da equação (BAUERSIMA, 1983):

$$\Delta x(m) = \frac{l}{d} \Delta X(m) \approx \frac{l(km)}{25000(km)} \Delta X(m) \quad (A.1)$$

A TABELA 6, mostra a correlação existente entre os erros orbitais e os erros nas linhas de base em função do seu comprimento.

TABELA 6 – ERROS DE LINHAS DE BASE EM FUNÇÃO DO ERRO ORBITAL

ERRO ORBITAL	COMPRIMENTO DE LINHA	ERRO DA LINHA DE BASE
2,5 m	1 km	- mm
2,5 m	10 km	1 mm
2,5 m	100 km	10 mm
2,5 m	1000 km	100 mm
0,05 m	1 km	- mm
0,05 m	10 km	- mm
0,05 m	100 km	0.2 mm
0,05 m	1000 km	2 mm

FONTE: Adaptado de Dach et al. (2015)

A.1.2 Efeitos relativísticos

Ao se comparar o ritmo de avanço de dois relógios idênticos situados cada um em um satélite e sobre a superfície terrestre, é possível verificar uma pequena diferença entre suas medições. Isto se deve em princípio pela diferença de potencial gravitacional (relatividade geral) existente entre os dois relógios, e a sua velocidade relativa (relatividade especial). Assim, se diz que, dita diferença pode ser decomposta em (HERNÁNDEZ-PAJARES; ZORNOZA; SUBIRANA, 2001):

- Componente constante. Dependente do valor nominal do semi-eixo maior da órbita do satélite e corregido através da fórmula:

$$\frac{f'_0 - f_0}{f_0} = \frac{1}{2} \left(\frac{v}{c} \right)^2 + \frac{\Delta U}{c^2} \approx -4.464 \times 10^{-10} \quad (A.2)$$

Onde:

f'_0	Frequência emitida pelo satélite (10,22999999543 MHz).
f_0	Frequência recebida sobre a superfície terrestre (10,23 MHz).
v	Velocidade do satélite em um sistema inercial.
c	Velocidade de propagação da luz no vácuo.
ΔU	Diferença de potencial gravitacional.

- Componente periódica (ε_{rel}). Dependente da excentricidade da órbita do satélite e definida por (HOFMANN; LICHTENEGGER; COLLINS, 2001):

$$\varepsilon_{rel} = 2 \frac{\sqrt{Ga}}{c} e \sin E \quad (A.3)$$

Onde:

G	Constante de gravitação universal.
a	Semi-eixo maior da órbita elíptica.
E	Anomalia excêntrica do satélite na órbita.

A.1.3 Erros do relógio dos satélites

O erro do relógio dos satélites ε_{ts} , deve-se principalmente à presença de pequenas variações na frequência do oscilador (Rubídio ou Césio). De forma geral, a modelagem do erro no sistema de tempo GPS t , é realizada através do estabelecimento de um polinômio de segundo grau, da forma (SEEBER, 2003):

$$\varepsilon_{ts} = a_0 + a_1 (t - t_0) + a_2 (t - t_0)^2 \quad (A.4)$$

Onde:

a_0	<i>bias</i> (constante).
a_1	Deriva do relógio.
a_2	Aceleração do relógio.
t_0	Época de referência para os coeficientes do polinômio.

Os valores dos coeficientes a_0 , a_1 e a_2 podem ser obtidos através da mensagem de navegação emitida por cada um dos satélites, ou através dos arquivos RINEX CLK (RAY; GURTNER, 2010).

A.1.4 Pressão por radiação solar

De acordo com Beutler et al. (1994) a pressão exercida sobre os satélites devido à radiação solar ε_{rsol} pode gerar uma aceleração na sua trajetória, a qual pode ser modelada através da equação:

$$\varepsilon_{rsol} = r_0 + D(u) e_D + Y(u) e_Y + X(u) e_X \quad (A.5)$$

Onde:

r_0	Aceleração inicial (valor <i>a-priori</i>).
-------	--

u	Argumento angular.
e_D	Vetor unitário na direção Satélite-Sol.
e_Y	Vetor unitário ao longo do eixo do painel solar do satélite.
e_X	Vetor unitário ortogonal aos outros vetores.

E:

$$D(u) = D_0 + D_{1,c} \cos u + D_{1,s} \sin u \quad (\text{A.6})$$

$$Y(u) = Y_0 + Y_{1,c} \cos u + Y_{1,s} \sin u \quad (\text{A.7})$$

$$X(u) = X_0 + X_{1,c} \cos u + X_{1,s} \sin u \quad (\text{A.8})$$

As equações A.6, A.7 e A.8 são funções representadas em séries de Fourier e cujos parâmetros (D_0 , $D_{1,c}$, $D_{1,s}$, Y_0 , $Y_{1,c}$, $Y_{1,s}$, X_0 , $X_{1,c}$, $X_{1,s}$) podem ser obtidos através dos modelos oficiais estabelecidos pelo IGS na IERS Conventions 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010).

A.2 Erros provenientes da propagação do sinal GPS

A.2.1 Refração atmosférica

O sinal GPS, como toda onda eletromagnética, sofre uma alteração em sua estrutura no momento que ela atravessa as diferentes camadas da atmosfera terrestre, resultando principalmente da interação entre os componentes físico-químicos do meio e da própria onda. Assim, de forma geral, define-se como refração atmosférica do sinal GPS (ε_{atm}), à diferença entre o comprimento total da onda eletromagnética, representada por L, e a distância geométrica da reta, representada por G (FIGURA 2).

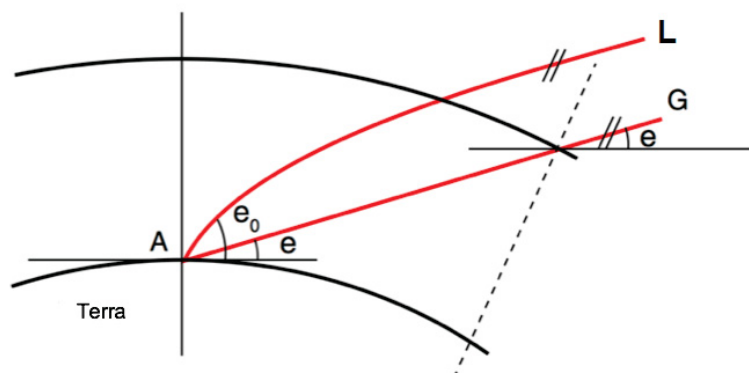


FIGURA 38 – ESQUEMA BÁSICO DE REFRAÇÃO DO SINAL GPS
FONTE: Adaptado de Nilsson et al. (2013)

Isto é (NILSSON et al., 2013):

$$\varepsilon_{atm} = L - G \quad (A.9)$$

Onde:

$$L = \int_S n(s) ds \quad (A.10)$$

Sendo:

S O trajeto com o menor tempo de propagação
(mínimo de L , de acordo com o Princípio de Fermat).

A qual, por sua vez, é função do índice de refração:

$$n(s) = \frac{c}{v} \quad (A.11)$$

Onde:

c Velocidade de propagação da luz no vácuo.

v Vetor de propagação da onda no meio.

Partindo deste princípio, é lógico assumir, que o atraso atmosférico do sinal GPS, terá um comportamento diferente no momento de atravessar cada uma das camadas da atmosfera, uma vez que o cálculo do índice de refração depende da composição do meio (NILSSON et al., 2013). Assim, as camadas mais influentes na degradação do sinal GPS são: a troposfera, também chamada atmosfera neutra (1 a 10 km de altitude) e a ionosfera (50 a 1000 km de altitude).

A.2.2 Refração troposférica

A refração troposférica (ε_{trop}) deve-se principalmente às alterações de pressão, temperatura e conteúdo de vapor de água presentes na troposfera. Assim, partindo das equações A.9 e A.10 e levando em consideração que no caso da troposfera, o índice de refração é aproximadamente 1, o melhor é trabalhar com a refratividade do ar $N(s)$:

$$N(s)_{trop} = (n(s)_{trop} - 1) \times 10^6 \quad (A.12)$$

Tem-se que o atraso troposférico do sinal GPS, pode ser expresso da forma:

$$\varepsilon_{trop} = 10^{-6} \int_S N(s)_{trop} ds + S - G \quad (A.13)$$

Além disso, e uma vez que o termo $S - G$ é insignificante na troposfera (NILSSON et al., 2013), a refratividade do ar pode ser dividida em um termo seco $N(s)_{trop_s}$, e um termo úmido $N(s)_{trop_u}$ na análise de sinais de rádio com frequências entre 100MHz e 20 GHz (SMITH; WEINTRAUB, 1953), é possível reescrever a equação A.13 na forma:

$$\varepsilon_{trop} = 10^{-6} \int_S N(s)_{trop_s} ds + 10^{-6} \int_S N(s)_{trop_u} ds \quad (A.14)$$

Finalmente, e com o objetivo de levar em conta no cálculo, a dependência dos ângulos de elevação dos satélites nos quais foram efetuadas as observações, diz-se que:

$$\varepsilon_{trop} = \left[mf(e)_s \times 10^{-6} \int_S N(s)_{trop_s} ds \right] + \left[mf(e)_u \times 10^{-6} \int_S N(s)_{trop_u} ds \right] \quad (A.15)$$

Onde:

$mf(e)$ Função de mapeamento troposférico.

A função de mapeamento troposférico, pode ser obtida através dos diferentes modelos existentes (BOEHM; WERL; SCHUH, 2006; BOEHM et al., 2006; STEIGENBERGER; BOEHM; TESMER, 2009), recomendados pelo IERS, nas Convenções de 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010).

A.2.3 Refração ionosférica

A refração ionosférica é um processo dispersivo gerado pela interação existente entre a onda emitida pelo satélite e os elétrons livres suspensos na atmosfera. Ditos elétrons são gerados principalmente, a partir do processo de ionização das moléculas de gás presentes no meio e da radiação ultravioleta e raios X provenientes do Sol. Dessa maneira, e tendo a consideração que o índice de refração para a distância geométrica G é 1, o atraso ionosférico (ε_{ion}) pode ser calculado através da equação (ALIZADEH et al., 2013):

$$\varepsilon_{ion} = \int n(s)_{ion} ds - \int ds_0 \quad (A.16)$$

Sendo:

$$n(s)_{ion} = 1 - \frac{C_X}{2} N_e f^{-2} \pm \frac{C_X C_Y}{2} N_e B_0 \cos \theta f^{-3} - \frac{C_X^2}{2} N_e^2 f^{-4} \quad (A.17)$$

Onde:

C_X, C_0 Constantes predefinidas.
 N_e Densidade eletrônica.
 B_0 Magnitude do campo magnético vetorial.

Substituindo A.17 em A.16, obtém-se:

$$\varepsilon_{ion} = -\frac{C_X}{2f^2} \int N_e ds \pm \frac{C_X C_Y}{2f^3} \int N_e B_0 \cos \theta ds - \frac{C_X^2}{8f^4} \int N_e^2 ds + \int ds - \int ds_0 \quad (A.18)$$

A.2.4 Multicaminho

O efeito de multicaminho caracteriza-se pela reflexão do sinal GPS antes de atingir o centro de fase da antena. Este fenômeno ocorre quando o receptor se encontra localizado próximo de superfícies ou objetos refletoras, capazes de interferir no percurso do sinal (FIGURA 39).

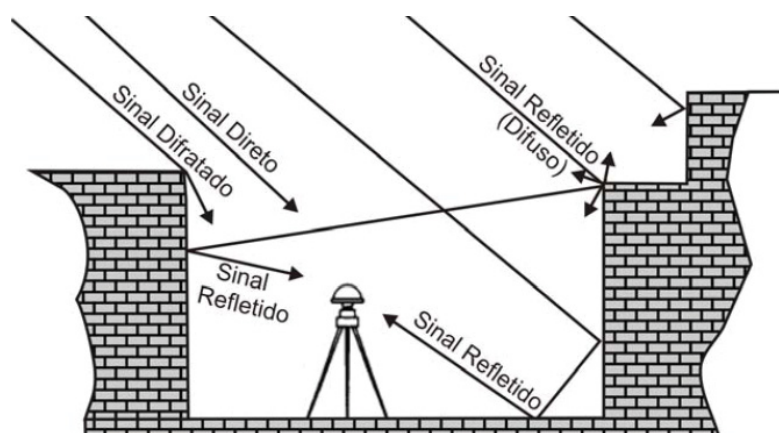


FIGURA 39 – EFEITO DE MULTICAMINHO

FONTE: Souza (2008)

O multi-caminho afeta de forma similar as medições de código e fase, no entanto, o efeito sobre as observações de código P é duas vezes maior que a magnitude para as observações de fase portadora e no caso do código C/A, pode gerar erros na ordem de vários metros (SEEBER, 2003). Entre as principais soluções existentes para atenuar e minimizar o impacto do efeito multi-caminho encontram-se: i) a seleção de uma localização ótima, sem a presença de superfícies ou objetos refletoras; ii) o uso de antenas co-planares de Terra que evitem em grande parte a reflexão do sinal; iii) a implementação de material absorvente na superfície física onde se localiza a antena (por exemplo AEM-LAGEH), e, iv) o uso de métodos de correlação (análise das mudanças de polarização) e de calibração.

A.3 Erros provenientes do receptor

A.3.1 Erro no relógio do receptor

Em geral os receptores GPS têm relógios de quartzo, com estabilidades inferiores à dos relógios atômicos instalado a bordo dos satélites. Assim, o erro no relógio do receptor deve-se a uma defasagem contínua de sua frequência em relação ao tempo GPS, a qual pode ser eliminada através do uso de duplas diferenças de fase no processo de ajuste das observações. De acordo com Monico (2008), é possível eliminar este erro, sempre que a diferença entre os relógios não seja superior a um milissegundo. Uma diferença maior poderia gerar um erro perto dos 300 metros na determinação da distância.

A.3.2 Centro de fase da antenna dos receptores

A variação no centro de fase das antenas dos receptores, deve-se de forma geral, à discrepância existente entre a posição do centro de fase eletrônico (ponto onde chega o sinal) e o centro mecânico ou geométrico do equipamento. O principal motivo desta discrepância se deve à variação do centro radioelétrico em razão das mudanças em azimuth e altura do satélite. Segundo Freiburger Jr. (2007), o offset do centro de fase pode ser expresso a partir de dois parâmetros principais. O primeiro, o offset do centro de fase (PCO), definido como o vetor P , com origem no ARP (em inglês: Antenna Reference Point) e extremidade no centro de fase (E), e a denominada variação do centro de fase (PCV) definida como um deslocamento adicional do centro de fase, de caráter sistemático, que se comporta conforme o ângulo de incidência do sinal do satélite na antena (FIGURA 40).

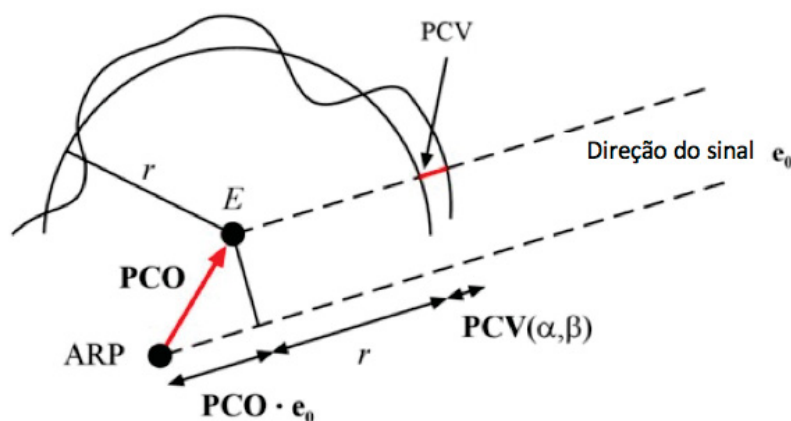


FIGURA 40 – PARÂMETROS PRINCIPAIS DA ANTENA DO RECEPTOR
FONTE: Zeimetz e Kuhlmann (2008)

Assim, o cálculo da variação do centro de fase (ε_{ant}), pode ser modelado através da equação (SEEBER, 2003):

$$\varepsilon_{ant} = r_0 + \Delta\phi(z, a) \cdot e_{z,a} \quad (\text{A.19})$$

Onde:

$\Delta\phi(z, a)$	Variação do centro de fase, função do ângulo de elevação e do azimuth satelital.
r_0	Offset médio do centro de fase (PCO).
$e_{z,a}$	Vetor unitário em direção do satélite, definido por:

$$e_{z,a} = [\cos \alpha \sin z, \sin \alpha \sin z, \cos z]^T \quad (\text{A.20})$$

A.4 Erros provenientes do meio

A.4.2 Efeitos de deformação elástica terrestre

De forma geral, as forças gravitacionais exercidas pela Lua e pelo Sol, induzem uma resposta física nos corpos planetários. Assim, visto que a Terra não é rígida, ela se deforma de acordo com as suas propriedades elásticas. Tal fato ocasiona que a distância entre um ponto qualquer localizado na superfície terrestre e o centro de massa da Terra (origem do sistema de coordenadas geocêntrico), seja variável no tempo (MIRANDA et al., 2015). Isto em termos de precisão é o mesmo que dizer que, para o caso do posicionamento, este será afetado em grande parte, através da inclusão de um termo periódico (harmônico) nas coordenadas calculadas (SANZA; ZORNOZA; HERNÁNDEZ-PAJARES, 2011). Baseado neste preceito, e de acordo com o estabelecido nas Convenções da IERS do ano 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010), os principais efeitos da resposta elástica da Terra induzida pelas forças gravitacionais externas podem ser classificados em três grandes grupos. Estes são:

A.4.2.1 Maré Polar

Compreende a resposta elástica variável da crosta terrestre devido ao deslocamento contínuo do eixo de rotação terrestre instantâneo (movimento de Chandler). A resposta tem um efeito menor do que 2,5 centímetros em vertical e 0,7 centímetros em horizontal, e pode ser modelada para um ponto com latitude geocêntrica φ , longitude geocêntrica λ e distância radial $\hat{r}$ através das equações (SANZA; ZORNOZA; HERNÁNDEZ-PAJARES, 2011):

$$\vec{U}_{\hat{r}_{polar}} = -\frac{\omega_E^2 R_e}{2g} h \sin 2\varphi (m_1 \cos \lambda + m_2 \sin \lambda) \hat{r} \quad (\text{A.21})$$

$$\vec{U}_{\varphi_{polar}} = -\frac{\omega_E^2 R_e}{2g} l \cos 2\varphi (m_1 \cos \lambda + m_2 \sin \lambda) \varphi \quad (\text{A.22})$$

$$\vec{U}_{\lambda_{polar}} = -\frac{\omega_E^2 R_e}{2g} l \sin \varphi (-m_1 \sin \lambda + m_2 \cos \lambda) \lambda \quad (\text{A.23})$$

Onde:

ω_E	Velocidade angular de rotação terrestre.
g	Aceleração gravitacional.
h e l	Números nominais de Love ($h = 0,612$ e $l = 0,085$).
m_1 e m_2	Deslocamento do polo em relação ao CIO (1903,0).

A.4.2.2 Marés Terrestres

Compreendem os movimentos da crosta terrestre, devido às forças de atração gravitacional produzidas por corpos externos, principalmente do Sol e da Lua. De forma geral, as Marés Terrestres ou também chamadas de Marés Sólidas, produzem deslocamentos verticais e

horizontais que podem ser expressos pela expansão de harmônicos esféricos, caracterizados pelos números de Love e Shida. Isto é (SANZA; ZORNOZA; HERNÁNDEZ-PAJARES, 2011):

$$\vec{U}_{R_{terrestre}} = \sum_{j=2}^3 \frac{GM_j R_e^4}{GM_e R_j^3} \left\{ h_2 \vec{r} \left[\frac{3}{2} (\vec{R}_j \cdot \vec{r})^2 - \frac{1}{2} \right] + 3l_2 (\vec{R}_j \cdot \vec{r}) \left[\vec{R}_j - (\vec{R}_j \cdot \vec{r}) \vec{r} \right] \right\} \quad (\text{A.24})$$

Onde:

G	Constante de gravitação universal.
M_j	Massa da Lua e do Sol.
M_e	Massa da Terra.
R_e	Raio equatorial da Terra.
$\vec{R}_j$ e R_j	Vetor unitário e magnitude desde o geocentro até a Lua e Sol.
$\vec{r}$ e r	Vetor unitário e magnitude desde o geocentro até a estação.
h_2 e l_2	Números nominais de Love de grau 2 ($h_2 = 0,607$ e $l_2 = 0,084$).

A.4.2.3 Carga oceânica por efeito de maré

Compreende o efeito de maré secundário, devido à resposta elástica da crosta terrestre às marés oceânicas, produzindo a deformação do fundo do mar e um deslocamento superficial da superfície terrestre adjacente. A carga oceânica ao contrário da maré terrestre não tem uma componente permanente na sua estrutura (SAASTAMOINEN, 1972), e pode ser calculada pela equação:

$$\vec{U}_{R_{oceano}} = \sum_j^{\infty} f_j A_j \cos(\omega_j t + \chi_j + v_j - \phi_j) \quad (\text{A.25})$$

Onde:

f_j e v_j	Parâmetros dependentes da longitude do nodo lunar.
ϕ_j	Fase da estação.
A_j	Amplitude da estação.
ω_j	Velocidade angular da maré no tempo $t = 0$.
χ_j	Argumento astronômico no tempo $t = 0$.
j	Os 11 termos parciais de marés, sendo:

TABELA 7 – TERMOS DE MARÉ

PERÍODO	TERMO	FREQUÊNCIA ($^{\circ}/hora$)	AMPLITUDE (nGal)
Diurna	O_1	13,943036	37689
	P_1	14,958931	17554
	Q_1	13,398661	7216
	K_1	15,041069	Lua. -36233 Sol. -16817
Semi-diurna	M_2	28,984104	90812
	N_2	28,439730	17387
	S_2	30,000000	42286
	K_2	30,082137	Lua. 7858 Sol. 3648
Longo período	M_f	1,098033	15642
	M_m	0,544375	8254
	S_{sa}	0,082137	7287

FONTE: De Freitas (2013)

A.4.2.4 Carga atmosférica por efeito de maré

Encaminhado à correção dos sinais de maré (termos diurnos, semidiurnos e terdiurnos) presentes nos modelos atmosféricos usados na obtenção dos valores de pressão e temperatura (FIGURA 41).

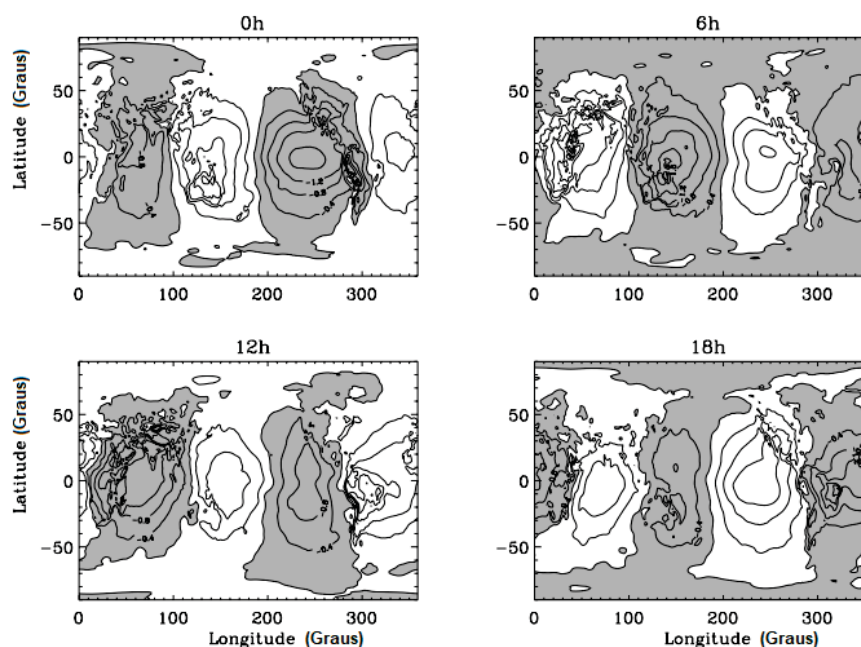


FIGURA 41 – CICLOS CLIMATOLÓGICOS DA PRESSÃO SUPERFICIAL (mBar)

FONTE: Ray e Ponte (2003)

Ponte e Ray (2002) estabeleceram como alternativa de modelagem a redução dos sinais de maré através do uso de um modelo harmônico em três etapas (RAY; PONTE, 2003):

1. Cálculo dos deslocamentos por processos de carga sem efeitos de maré (non-tidal loading effects), de acordo com o estabelecido por Petrov e Boy (2004), que subtraíram harmônicos com frequências de 1 e 2 *ciclos/dia* estimados a partir de vários anos de dados de pressão superficial (resolução temporal de 6 horas), para cada um dos pontos do modelo meteorológico empregado.
2. Cálculo dos deslocamentos por processos de carga com efeitos de maré (tidal loading effects), de acordo com o modelo de Ponte e Ray (2002), que desenvolveram uma grade global com as amplitudes e fases para cada uma das componentes diurnas e semidiurnas usando o modelo operacional do ECMWF (em inglês: Six-hourly field of the ECMWF operational analysis). A partir deste modelo, as componentes S_1 e S_2 podem ser calculadas através das equações:

$$S_1(p) = A_1 \cos(T - \varphi_1) \quad (\text{A.26})$$

$$S_2(p) = A_2 \cos(2T - \varphi_2) \quad (\text{A.27})$$

Onde:

A_1, A_2	Amplitudes dos sinais de maré S_1 e S_2 .
φ_1, φ_2	Frequências dos sinais de maré S_1 e S_2 .
T	Tempo Universal.

3. Cálculo dos deslocamentos por processos de carga com e sem maré (soma dos deslocamentos obtidos anteriormente).

A.4.1 Outros efeitos geodinâmicos

Os diferentes processos geodinâmicos da Terra possuem um impacto direto na geração de coordenadas devido principalmente à incidência que estes têm na deformação da superfície terrestre. Assim, a presença de agentes magmáticos, sísmicos ou telúricos nas imediações dos pontos posicionados, pode gerar erros nas componentes (principalmente na componente horizontal) ao nível do centímetro ou metro em função de sua magnitude e da distância entre o ponto observado e o evento geofísico (AGNEW, 1992; LANGBEIN; MURRAY; SNYDER, 2006; BEVIS; BROWN, 2014; MOREAUX et al., 2016). De acordo com Bevis e Brown (2014) uma forma simples de modelar o movimento da crosta terrestre nas componentes cartesianas de um ponto é através do denominado modelo de trajetória. Isto é:

$$X(t) = X_R + v(t - t_R) + \sum_{j=1}^{n_j} b_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_k} [s_k \sin \omega_k t + c_k \cos \omega_k t] \quad (\text{A.28})$$

Onde:

X_R	Posição de referência do ponto avaliado no tempo t_R ,
b_j	Número de saltos (descontinuidades sistemáticas).
$v(t - t_R)$	Velocidade linear da estação / ponto.
$H(t - t_j)$	Função de Heaviside.
ω_k	Amplitude dos deslocamentos periódicos, obtida através da equação:

$$\omega_k = \frac{2\pi}{\tau_k} \quad (\text{A.29})$$

Onde:

τ_k	período do sinal em anos (0,5 anos, 1 ano, 2 anos, entre outros).
----------	---