

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Tese de Doutorado

**Modelagem da deformação da crosta continental do Norte dos
Andes através de inversão de dados sísmicos e geodésicos**

**O ORIGINAL ENCONTRA-SE DISPONÍVEL NA UNIDADE
VERSÃO CORRIGIDA**

Aluno
Gabriel Enrique Dicelis Salamanca

Orientador
Prof. Dr. Marcelo Sousa de Assumpção

SÃO PAULO
2016

GABRIEL ENRIQUE DICELIS SALAMANCA

Tese de Doutorado

**Modelagem da deformação da crosta continental do Norte dos
Andes através de inversão de dados sísmicos e geodésicos**

**Tese apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São
Paulo como parte dos requisitos para
obtenção do título de Doutor em
Ciências na área de Geofísica.**

SÃO PAULO
2016

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus.

Ao governo Brasil que me permitiu estudar neste incrível lugar, a CAPES e CNPq pela bolsa concedida.

Ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Assumpção, pela dedicação, paciência e pelos conhecimentos.

Ao meu coorientador Prof. Dr. James Kellogg, pelo tempo, conhecimento e compromisso.

Aos professores do IAG, todos eles serão inesquecíveis!! Principalmente o grande Chico!

Ao pessoal do centro de sismologia e ao pessoal de informática da sismologia, Jackson, Zé, Cleusa, Galhardo, Bruno, Marlon, Hans, Bianchi, Israel, Igor, Caio e Carolina.

A minha super amiga Renata pela imensa ajuda e pelos bons momentos de café e a meu bom amigo Fábio que me ajudou demais.

A todos meus colegas de pós-graduação e da graduação. Especialmente a todas as pessoas que me ajudaram a traduzir minha tese!!

E na minha língua materna:

A quien lea esto quisiera contarle que yo llegué a Brasil lleno de sueños em el año 2009, pero em realidad algo frustrado de la vida. Poco a poco el IAG se volvió mi casa, mi refugio, um lugar que senti mio durante todo este tiempo, en el que viví tantas cosas y al que hoy le escribo esto para despedirme, porque mi camino continua fuera de aqui, pero me voy com la sensación de haber cumplido. Amo Brasil y a la USP porque me dió sin reservas!! Los que se quedan aprovechen porque pasa muy rápido, yo estuve aqui por siete años y el tiempo se fue volando. Finalmente a quien lea esto gracias por el interes em mi trabajo, me costó muchoo, no sabe cuanto tuve que dejar de lado para poder hacerlo. Pero no me voy solo en este viaje!! Em mi doctorado me acompañó desde el principio mi linda novia a quien amo profundamente y que pronto será mi esposa.

A mi familia, mi papá, mi hermano y mis dos hermosos hijos Alejandra y Felipe les agradezco por su paciencia, los amo y les debo mucho tiempo, que les daré hasta se acabe mi vida. Los amo!

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Acúmulo de tensão na falha, devido ao bloqueio na área de contato das placas durante o período intersísmico e liberação da tensão no período	14
Figura 2: Mapa das soluções de mecanismos focais no bloco do Norte dos Andes.....	15
Figura 3: Aquisição dos dados de radar, transmissão de pulsos de energia e registro dos ecos recebidos	18
Figura 4: A abertura sintética está relacionado ao intervalo de tempo em que o sensor radar recebe ecos de um determinado ponto no solo, na área imageada.....	19
Figura 5: Esquerda: Exemplo de imageamento com abertura real do radar. Direita: a mesma imagem com abertura sintética	19
Figura 6: (A) Processo de Modulação por Frequência (FM), (B) pulso de frequência linear modulada (FM) “Chirp”,	20
Figura 7: Soma vetorial das contribuições em amplitude e fase de cada difusor ao sinal SAR retroespalhado.....	20
Figura 8: Exemplo de coerência entre sinais S1 e S2, relacionando os sinais com um sinal de referência S	21
Figura 9: Variação da distância entre o sensor (antena) e um alvo pontual P	21
Figura 10: O sinal SAR – Consideração a respeito do sinal em range	22
Figura 11: O sinal SAR – Consideração a respeito do sinal em azimute	22
Figura 12: Imagens de Amplitude (A) e Intensidade (I)	24
Figura 13: Esquema do processador Range Doppler	24
Figura 14: Exemplo da sequência de processamento, usando filtros casados por convolução na compressão na direção de range e azimute.....	25
Figura 15: Exemplo de imagem SAR adquirida com pelo SIVAM (Sistema de Vigilância do Amazonas) na cidade de Aparecida do Norte - SP.....	25
Figura 16: (A) Modo de Aquisição de uma passagem, no modo utilizado em plataforma aerotransportada na banda X.....	27
Figura 17: Geometria básica do sistema de interferometria SAR para o cálculo da altura topográfica z.....	27
Figura 18. Fundamento da Interferometria SAR Diferencial	28
Figura 19. (A) Fundamento da Interferometria SAR Diferencial, (B) deformação pode ser estimada com certo nível de erro usando modelo de elevação espacial (MDE).....	29
Figura 20. (A) Variações de cor resultado da deformação do solo para o satélite ALOS	30
Figura 21. Exemplo de imagem interferométrica causada pelo deslocamento cosísmico da superfície pelo terremoto na região de Bam – Iran (26 dez 2003)	31
Figura 22. Exemplo de imagem interferométrica causada pelo deslocamento cosísmico da superfície e o modelo de deformação na região de 9 abril 2009 - Abruzz, Italia	31
Figura 23. Como em geral existe uma alta correlação entre as duas imagens pode-se usar um co-registro automático na fase inicial do processamento	32
Figura 24. Registro grosseiro das imagens – Método da Correlação de fase	33
Figura 25. Processo de co-registro fino de Imagens	34
Figura 26. Fase desdobrada (acima) e fase dobrada com módulo de 2π (embaixo).....	35
Figura 27. Esquerda: Fase desdobrada com módulo de 2π para interferograma gerado usando imagens ERS-1 (banda C). Direita: Fase desdobrada com ciclo de cores de 300cm.....	35
Figura 28. (A) Imagem de coerência ERS-1/2 (14 e 15/04/1996); (B) imagem óptica TM (R3G4B5) de 18/03/1996	37
Figura 29. Exemplo de decorrelação temporal com interferograma de 1 dia e 15 meses	37
Figura 30. Síntese do processo de geocodificação.....	38

Figura 31. Sistema de coordenadas cartesianas e esféricas num Sistema de coordenadas de Terra-Centrada Terra-Fixa (ECEF).....	40
Figura 32. Sistema de coordenadas elipsoidais	41
Figura 33. Raio de curvatura no primeiro vertical.....	41
Figura 34. (a) Elipse de movimento do satélite, (b) geometria da órbita.	46
Figura 35. Diagrama de Wadati.....	59
Figura 36: Ilustração dos elementos que definem o plano de falha	65
Figura 37: Exemplos de bolas de praia para diferentes mecanismos	66
Figura 38: Trajetória das ondas P (raios sísmicos) para um evento sísmico registrado por várias estações.....	67
Figura 39: Esquerda: Ilustração das polaridades das ondas P (primeiras chegadas) para um sismo gerado por uma falha inversa, registrado por várias estações	67
Figura 40: Slip como função da profundidade durante o “ciclo sísmico” de uma falha strike-slip	69
Figura 41: Historia do ciclo sísmico	70
Figura 42: Esquerda: definição do vetor de tração T. Direita: Estresses atuando nas faces de um elemento cúbico	72
Figura 43: Falha strike-slip infinita	73
Figura 44: Deslocamento desde a superfície da Terra até a profundidade de $d1 = 10km$	75
Figura 45: Deslocamento e deformação cossísmica em função da distância desde a falha.....	75
Figura 46: Deslocamento e deformação intersísmica em função da distância desde a falha	76
Figura 47: Deslocamento ao longo prazo é igual à soma dos deslocamentos cossísmico e intersísmico	77
Figura 48: Deslocamento e deformação pós-sísmica em função da distância desde a falha	78
Figura 49: Falha dip-slip infinitamente longa	78
Figura 50: Definição da geometria do modelo da fonte usado por Okada (1985; 1992).....	81
Figura 51: Movimento relativo das estações GPS na placa Sul-Americana usando dois diferentes marcos de referência	84
Figura 52: Movimento relativo das placas	84
Figura 53: Cadeias vulcânicas no Oceano Pacífico	85
Figura 54: Esquerda: Modelo VEMOS2009 referido ao ITRF2005 (Drewes & Heidbach 2012). Direita: modelo VEMOS2015 referido ao IGB08 (Sánchez & Drewes 2016)	87
Figura 55: Descrição da área de estudo	88
Figura 56: Descrição dos modos de aquisição do satélite ALOS1	92
Figura 57: Descrição dos modos de aquisição do satélite Sentinel-1A.....	93
Figura 58: Distribuição das estações usadas que registraram o terremoto de 5,9Mw em Quetame – Colômbia em 2008.....	96
Figura 59: Distribuição das estações usadas que registraram o terremoto de 7,8Mw em Pedernales – Equador em 2016.....	97
Figura 60: Diagrama do fluxo de processamento InSAR usado	99
Figura 61: Exemplo de produtos do processamento com GMTSAR em coordenadas de radar para o terremoto de 2010, El Mayor Cucapah, Baja California, USA.....	101
Figura 62: a) Interferograma com mascara baseada na correlação. b) Fase desdobrada, c) deslocamento LOS em mm	102
Figura 63: Produtos geocodificados no sistema de coordenadas WGS84.....	102
Figura 64: Exemplo de uso da interpolação da fase no processo de desdobramento de fase	103
Figura 65: Exemplo de uso do procedimento de correção dos interferogramas	104

Figura 66: Diagrama do fluxo do processo para obter modelos sintéticos de deslocamento na superfície e projetados na direção do LOS	106
Figura 67: Modelo sintético do deslocamento cossísmico de uma falha hipotética.....	107
Figura 68: Diagrama do fluxo de processo para obter modelos sintéticos de deslocamento na superfície e projetados na linha de visada do satélite LOS.....	108
Figura 69: Procedimento implementado para problema inverso	110
Figura 70: Critérios para o término da busca	113
Figura 71: Exemplo de distribuições das soluções dos parâmetros para o modelo de inversões Monte Carlo com	117
Figura 72: Exemplo de compensações dos parâmetros para o modelo de inversões Monte Carlo do ruído correlacionado do sismo de Quetame 2008.....	119
Figura 73: Síntese do processo de determinação do pólo de Euler.....	122
Figura 74: Transformação entre coordenadas no sistema ECEF e ENU.....	123
Figura 75: Eixos principais da deformação.....	128
Figura 76: Exemplo de distribuição da deformação	129
Figura 77: Exemplo de teselação global do método RSTT. O código RSTT é usado para calcular os tempos de viagem regionais para extrair perfis de velocidade.....	130
Figura 78: Exemplo de parametrização do raio Pn no método RSTT.....	131
Figura 79: Exemplo de correlação cruzada entre dois eventos usando o programa CORR do pacote Seisan.	132
Figura 80: Exemplo de determinação do plano de falha de Quetame2008 usando correlação cruzada e relocalização relativa com HYPODD2,	133
Figura 81: Mecanismos focais correspondentes aos seis tensores elementares	134
Figura 82: Mapa distribuição global dos limites de 52 placa compiladas por Bird (2003).	137
Figura 83: Mapa estrutural do bloco dos Andes Norte de Egbue & Kellogg (2010)	138
Figura 84: Velocidades GPS horizontais das duas soluções usadas neste trabalho	140
Figura 85: Vetores de velocidade das duas soluções em relação à placa Sul-Americana.	142
Figura 86: Interpolação das componentes do campo de velocidade da solução SIR11P01 em relação à placa Sul-Americana.....	143
Figura 87: Interpolação da componente vertical do campo de velocidade da solução SIR11P01 em relação à placa Sul-Americana.....	143
Figura 88: Séries de tempo da estação IQUI	144
Figura 89: Interpolação das componentes do campo de velocidade da solução SIR15P01 em relação à placa Sul-Americana.....	145
Figura 90: Interpolação da componente vertical do campo de velocidade da solução SIR15P01 em relação à placa Sul-Americana.....	145
Figura 91: Vetores de deslocamento determinados entre a solução SIR11P01 no sistema ITRF2008 na época 2005.0 e SIR15P01 no sistema ITRF2008/IGb08 na época 2013.0, para o bloco dos Andes Norte.....	147
Figura 92: Polos de rotação determinados para as placas ND e SA.....	150
Figura 93: Ajuste dos vetores de velocidade para a placa Sul-Americana com o pólo	151
Figura 94: Ajuste dos vetores de velocidade para a parte estável da placa Sul-Americana com o pólo SAE	151
Figura 95: Ajuste dos vetores de velocidade para o bloco ND com o pólo ND	152
Figura 96: Ajuste dos vetores de velocidade ND1 com o pólo SA1	152
Figura 97: Triangulação da rede GNSS e eixos principais do tensor de taxa de deformação.....	155
Figura 98: Eixos principais do tensor de taxa de deformação e as principais falhas geológicas dentro do bloco.	156
Figura 99: Taxas de rotação do bloco.	157

Figura 100: Segundo invariante do tensor da taxa de deformação calculado com a segmentação da placa em triângulos.....	158
Figura 101: Mapa geológico da área de estudo.....	161
Figura 102: Mecanismos focais dos sismos no bloco do Norte dos Andes são geralmente bimodais.....	162
Figura 103: Exemplo de alinhamento da chegada das ondas P (componente vertical) na estação CHI após correlação cruzada.....	163
Figura 104: Painel esquerdo: Mapa das realocações relativas obtidas com o método de duplas diferenças....	164
Figura 105: Solução do plano de falha do evento principal.....	165
Figura 106: Modelos de velocidades para as estações HEL (esquerda) e RREF (direita).....	167
Figura 107: Teste de bandas de frequências para o evento de Quetame utilizando modelos de velocidade derivados da dispersão das ondas de superfície.....	168
Figura 108: Bolas de praia codificadas por cores de acordo com a diferença de ângulo Kagan a respeito da solução de referência do GCMT (strike/dip/rake = 196/82/-179).....	169
Figura 109: A solução da inversão da forma de onda para as estações RREF e HEL.....	170
Figura 110: a) Interferograma cossísmico, nesta convenção as mudanças no LOS se afastando do satélite indicam subsidência.....	173
Figura 111: a) Modelo de deslocamento; os vetores de deslocamento mostram o sentido e a amplitude dos deslocamentos do solo.....	174
Figura 112: Diagrama de Monte Carlo da melhor solução.....	175
Figura 113: Diferença entre LOS observada e calculada.....	177
Figura 114: Diferença entre os interferogramas observado e calculado.....	178
Figura 115: Perfil dos terremotos entre 1900 e 2007 e dos vulcões na região do terremoto de 1906.....	181
Figura 116: Mapa da ruptura do terremoto de 1906, 1942, 1958 e 1979.....	182
Figura 117: Vista em 3D do modelo de desgarro em duas secções para descrever a colisão da cordilheira oceânica de Carnegie.....	183
Figura 118: Solução do plano de falha do terremoto de Pedernais 2016.....	184
Figura 119: Possíveis soluções do mecanismo focal contrastadas com a qualidade do ajuste das polaridades...	185
Figura 120: A melhor solução da inversão da forma de onda para as estações PAYG e HDC.....	185
Figura 121: Teste de bandas de frequências para o evento de Pedernales utilizando modelos de velocidade derivados da dispersão das ondas de superfície.....	187
Figura 122: As bolas de praia estão codificadas por cores de acordo com a diferença de ângulo Kagan a respeito da solução de referência do GCMT (strike/dip/rake = 171/73/78).....	188
Figura 123: Interferograma do deslocamento cossísmico obtido do terremoto do dia 16 de abril de 2016 em Pedernales Equador.....	190
Figura 124: Perfil sobre a porção central (IW2) do interferograma da Figura 123.....	191
Figura 125: Exemplo de resultado das correções aos interferogramas.....	191
Figura 126: Fase desdobrada e orientada em relação ao epicentro de referência -80.250W, 0.120S (USGS).....	192
Figura 127: Diagrama das distribuições de Monte Carlo para cada parâmetro da melhor solução.....	193
Figura 128: Aproximação a geometria retangular do plano de ruptura, o vetor de escorregamento (slip).....	194
Figura 129: Diferença entre o LOS observado e o calculado.....	196
Figura 130: Diferença entre os interferogramas observado e calculado.....	196
Figura 131: Particionamento do slip no bloco do Norte dos Andes.....	198
Figura 132: Mapa de estresse e mapa dos tensores da taxa de deformação do bloco do Norte dos Andes.....	200
Figura 133: Painel superior: Perfil geológico do flanco sudeste da Cordilheira Oriental (Após Kellogg et al, 2005).....	202
Figura 134: Relações entre parâmetros da fonte de estudos InSAR publicados.....	204

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Parâmetros geométricos usados pelos sistemas de referência mais usados pelos sistemas GNSS.	42
Tabela 2: Bandas de frequência dos satélites SAR disponíveis.	89
Tabela 3: Descrição dos satélites SAR disponíveis.	90
Tabela 4: Imagens SAR usadas nesse trabalho.	91
Tabela 5: Dados GNSS usados nesse trabalho.	94
Tabela 6: Parâmetros do modelo sintético de uma falha strike-slip pura usado no processo de inversão.	113
Tabela 7: Parâmetros recuperados no processo da inversão, foi obtido: sem adição de ruído.	114
Tabela 8: Parâmetros recuperados no processo da inversão, usando como regularizador o momento sísmico. ...	115
Tabela 9: Parâmetros dos polos de rotação NNR-MORVEL56, velocidades angulares no marco de referência NNR para as placas da Figura 85.	141
Tabela 10: coordenadas e vetores de deslocamento para 38 estações do bloco do Norte dos Andes.	148
Tabela 11: Parâmetros dos pólos de rotação determinados.	149
Tabela 12: Localizações e parâmetros da fonte publicados para o terremoto de 2008 Quetame (2008/05/24 19:20:43.85).	160
Tabela 13: Datas de aquisição, linhas de base perpendicular (B^{\perp}) e altitude de ambiguidade (H_a) para cada par interferométrico utilizado na análise InSAR.	172
Tabela 14: Parâmetros da falha derivados do processo de inversão para um modelo de slip uniforme.	176
Tabela 15: Localizações e parâmetros da fonte publicados para o terremoto do dia 16/04/2016 Pedernales, Equador (2008/05/24 18:58:37)	180
Tabela 16: Datas de aquisição, linhas de base perpendicular (B^{\perp}) e altitude de ambiguidade (H_a) para cada par interferométrico utilizado na análise InSAR.	189
Tabela 17: Parâmetros da falha derivados do processo de inversão para um modelo de slip uniforme.	195

RESUMO

DICELIS, G. Modelagem da deformação da crosta continental do Norte dos Andes através de inversão de dados sísmicos e geodésicos, SP. Tese - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

Na costa oeste da América do Sul, ao longo da fossa entre a Colômbia e o Chile, encontra-se a rígida placa de Nazca com a placa Sul-Americana. A placa de Nazca mergulha sob o continente com movimentos de escorregamento e empurrão, esta zona é denominada zona de subducção. Na região norte da placa Sul-Americana, na altura do Equador, a velocidade horizontal atinge ~60 mm/ano, com incertezas de 1-3 mm/ano nas velocidades horizontais e 3-6 mm/ano nas velocidades verticais. Isto é consistente com um acúmulo de tensão numa falha de subducção, devido ao bloqueio na área de contato das placas durante o período intersísmico, e que seria violentamente liberada pela ruptura da falha durante o terremoto. No caso do bloco do Norte dos Andes (entre Colômbia e Equador) o regime de esforços compressivo é geralmente bimodal, estes são: 1. Esforço normal à margem, com direção NW-SE produzindo deformação permanente, falhamentos inversos, geração de montanhas e acúmulo de tensão, e 2. Paralelo à margem, com direção ENE-WSW que produz um aparente deslocamento do bloco do Norte dos Andes “escapando” ao nordeste e apresentando falhas laterais dextrais strike-slip. No regime de esforços compressivo normal à margem, o acúmulo de tensão é o resultado da convergência das placas Sul-América, Caribe e Nazca, e a micro-placa do Panamá. O falhamento strike-slip paralelo à margem está bem documentado ao sudeste do Equador e no Nordeste na Venezuela, mas não é muito claro no segmento de encurtamento de ~100km do Mioceno-Plioceno normal à margem no leste da cordilheira. Este trabalho visa estudar a deformação tectônica relacionada com a geodinâmica regional e a sismicidade do bloco do Norte dos Andes. Na primeira etapa do projeto foram calculados vários interferogramas usando imagens de radar de abertura sintética, InSAR, com vários satélites, geometrias orbitais e estratégias de correção de erros, que permitissem determinar a deformação cossísmica de um terremoto. Na segunda etapa foram desenvolvidos vários programas e rotinas para o cálculo e determinação de modelos sintéticos de deslocamento do solo e da linha de visada (LOS) dos diferentes satélites estudados e para as diferentes fases do ciclo dos terremotos (intersísmico, cossísmico, pós-sísmico). Os modelos sintéticos para o problema cossísmico foram usados numa metodologia envolvendo inversão do campo de deslocamento da superfície, que permitissem inferir os parâmetros hipocentrais de um terremoto. Os resultados da modelagem foram validados por meio da comparação com mecanismos focais obtidos usando várias metodologias (como primeiras chegadas das ondas P, inversão de forma de onda) e relocalização de réplicas dos eventos estudados (Quetame, Colombia 2008 e Pedernales, Equador 2016), mostrando boa concordância. Na terceira e última etapa foram usados dados de GPS para calcular um modelo de deslocamento e velocidades do bloco do Norte dos Andes com o intuito de caracterizar suas componentes de rotação e deformação.

Palavras-chave: InSAR, deslocamento cossísmico, GNSS, inversão de dados geofísicos.

ABSTRACT

DICELIS, G. Modeling deformation of the continental crust of the northern Andes through inversion of data from seismology and geodesy, SP. Thesis - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

On the western coast of South America, along the fault between Colombia and Chile, there is the rigid Nazca plate meeting the South American plate. The Nazca plate is submerged below the continent with sliding movements and compression against the upper crust, this is a subduction zone. In the northern region of the South American plate, at the height of Ecuador, the horizontal velocity reaches ~ 60 mm/yr, with an uncertainty of $\pm 1-3$ mm/yr and $\pm 3-6$ mm/yr in horizontal and vertical velocities. This is consistent with the accumulation of tension in a subduction fault, due to the blockage in the area of contact between the plates during the interseismic period, which would be violently freed by the rupture of the fault during an earthquake. In the case of the northern block of Andes (between Colombia and Ecuador) the regime of forces is compressive and generally bimodal: 1. Normal at the margin, with a NW-SE movement, producing permanent deformation, inverse fault zones, creation of mountains and tension accumulation, and 2. Parallel at the margin, with a ENE-WSW movement that produces an apparent displacement with the rigid northern block of the Andes “escaping” towards the northeast and presenting right lateral strike-slip faults. In the normal compressive regime at the margin, the accumulation of tension is the result of the convergence of the South American, Caribbean and Nazca plates, and the Panama microplate. The parallel strike-slip fault zone at the margin is well documented in southeastern Ecuador and northeastern Venezuela, but was obscured by over 100 km of Miocene-Pliocene margin-normal shortening in the Eastern Cordillera. This work has as its objective to study the tectonic deformation related to the regional geodynamic and the seismicity of the oblique block of the northern section of the Andes. In the first stage, the project was calculated with several interferograms using radar images of synthetic aperture, InSAR, with some satellites, orbital geometries and error correction strategies that allowed for the determination of the coseismic deformation of an earthquake in this region. In the second stage there were several programs and routines developed for the calculation and determination of synthetic models of soil displacement in the line of sight (LOS) of different studied satellites and for different phases of the earthquake cycle (interseismic, coseismic, post-seismic). The synthetic models for the coseismic problem were used with a field inversion methodology for the displacement of surfaces obtained with differential InSAR, which made it possible to infer the hypocentral parameters of an earthquake. The results were validated by means of comparison with focal mechanisms obtained utilizing several methodologies (such as first arrivals of P waves and waveform inversion) and relocalization of aftershocks of studied events (Quetame, Colombia 2008 and Pedernales, Ecuador 2016), showing a good agreement. In the third and final stage GPS data was used to calculate a displacement model and velocities for the northern Andes block with the objective of characterizing the rotation and deformation components of the block.

Keywords: InSAR, coseismic displacement, GNSS, inversion of geophysical data.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	13
1.1	Descrição do problema e motivação	13
1.2	Objetivos	17
2.	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	18
2.1	Fundamentos de Interferometria de Radar SAR (InSAR).....	18
2.1.1	Princípios do imageamento por radar.....	18
2.1.2	Radar de Abertura Sintética (SAR).....	18
2.1.3	Diferença de fase entre sinais.....	20
2.1.4	Resolução do SAR	21
2.1.5	Síntese da imagem SAR.....	23
2.1.6	Interferometria de Radar SAR (InSAR).....	26
2.1.6.1	Descrição e aplicações	26
2.1.6.2	Interferometria SAR Diferencial: DInSAR.....	27
2.1.7	Processamento e produtos interferométricos.....	31
2.1.7.1	Registro das imagens.....	31
2.1.7.2	Desdobramento de fase	35
2.1.7.3	Coerência interferométrica.....	36
2.1.7.4	Geocodificación	38
2.2	Teoria do Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS)	39
2.2.1	Sistemas de Referência.....	39
2.2.2	Transformação entre sistemas de coordenadas.....	42
2.2.3	Sistemas de tempo	44
2.2.4	Órbitas dos satélites.....	45
2.2.4.1	Órbitas GPS e GLONASS.....	49
2.2.5	Fontes de erro das observações GNSS.....	50
2.2.6	Equações e algoritmos de observações GNSS	54
2.3	Fundamentos da localização de eventos sísmicos e mecanismos focais.....	57
2.3.1	Localização de eventos sísmicos.....	57
2.3.2	Localizações por métodos iterativos	60
2.3.3	Localização relativa.....	62
2.3.4	Correlação cruzada.....	64
2.3.5	Plano de falha e mecanismo focal	64
2.3.5.1	Determinação de mecanismos focais	66
2.4	Fundamentos de deformação causada por terremotos.....	68

2.4.1	Ciclo dos terremotos.....	68
2.4.2	Deformação, tensão e estresse.....	70
2.4.3	Modelos de deslocamento de Falhas Strike-Slip.....	73
2.4.4	Modelos de deslocamento de Falhas Dip-Slip	78
2.4.5	Deslocamento em 3 dimensões	80
2.4.6	Movimento de placas e modelos de velocidade	83
3.	DESCRIÇÃO DOS DADOS	88
3.1	Dados SAR.....	89
3.2	Dados GNSS	94
3.3	Dados Sismológicos.....	95
4.	METODOLOGIA	98
4.1	Processamento InSAR.....	98
4.1.1	Processamento com GMTSAR	98
4.1.2	Correções aplicadas aos interferogramas	102
4.2	Modelagem do deslocamento e da deformação de falhas finitas retangulares.....	105
4.2.1	Modelagem do deslocamento de falhas (Problema direto).	105
4.2.2	Determinação de parâmetros hipocentrais com inversão de dados InSAR.....	108
4.2.2.1	Problema inverso.....	109
4.2.2.2	Procedimento de Inversão	113
4.2.2.3	Regularização.....	114
4.2.2.4	Método de Monte Carlo aplicado na inversão de dados InSAR	116
4.3	Processamento de dados GNSS.....	119
4.3.1	Estimativa do acúmulo de deformação Interssísmica	120
4.3.2	Movimento relativo das placas, determinação do pólo de Euler.....	121
4.3.3	Determinação da deformação e as taxas de rotação intraplaca.	127
4.4	Processamento de dados sismológicos.....	130
4.4.1	RSTT (Regional Seismic Travel Times).....	130
4.4.2	Determinação do plano de falha.....	131
4.4.3	Modelagem de forma de onda com o programa ISOLA (Isolated Asperities).....	133
5.	RESULTADOS.....	136
5.1	Deformação interssísmica do bloco do Norte dos Andes medida com GNSS.....	136
5.1.1	Área de estudo.....	137
5.1.2	Dados GNSS	139
5.1.3	Estimação das velocidades em relação à parte estável de Sul-América.....	141
5.1.4	Estimação dos vetores do deslocamento	146
5.1.5	Determinação do pólo de rotação do bloco do Norte dos Andes	149

5.1.6	Distribuição da deformação.....	153
5.2	Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo intraplaca (~10 km) de Quetame, Colômbia 2008.....	159
5.2.1	Área de estudo.....	160
5.2.2	Relocalização do evento principal e das réplicas.	162
5.2.3	Determinação sismológica da geometria do plano de falha.....	165
5.2.4	Determinação dos parâmetros hipocentrais usando inversão de dados InSAR.....	170
5.3	Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo na zona de subdução (~20km) de Pedernales, Equador 2016.....	179
5.3.1	Área de estudo.....	180
5.3.2	Determinação sismológica da geometria do plano de falha.....	184
5.3.3	Determinação dos parâmetros hipocentrais usando inversão de dados InSAR.....	188
6.	DISCUSSÃO.....	197
6.1	Deformação interssísmica do bloco do Norte dos Andes medida com GNSS.....	197
6.2	Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo intraplaca (~10 km) de Quetame, Colômbia 2008.....	200
6.3	Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo na zona de subdução (~20km) de Pedernales, Equador 2016.....	203
7.	CONCLUSÕES.....	205
8.	REFERÊNCIAS.....	208
9.	ANEXOS.....	221
9.1	Anexo A: Artigo publicado.....	221
9.1	Anexo B: Series de tempo GPS.....	222

1. INTRODUÇÃO

1.1 Descrição do problema e motivação

A cobertura espacial e temporal dos dados geodésicos InSAR e o GNSS tem incrementado nos últimos anos, assim como os estudos que fazem uso desses dados, o que tem permitido um melhor entendimento dos processos dinâmicos da deformação da superfície do planeta associada com terremotos e erupções vulcânicas (Wdowinski & Eriksson, 2009). Por exemplo, um dos mais importantes descobrimentos geofísicos no entendimento da mecânica dos tremores sísmicos, conhecido como “Teoria da reação elástica”, foi estabelecido pela análise de medições geodésicas antes e depois do terremoto de São Francisco em 1906 (Reid, 1910).

Isto mostra que a integração de observações geodésicas e sismológicas é uma valiosa ferramenta para o estudo da movimentação, deformação e acúmulo de tensões das placas tectônicas, das falhas e dos vulcões, semelhantemente ao estudo de deslocamentos da superfície por tremores, mecanismos de ruptura dos terremotos e deformações pós-sísmicas em escalas de tempo de segundos até décadas.

Os dados sismológicos e geodésicos são complementares. Por exemplo, a modelagem e inversão de forma das ondas sísmicas têm ambiguidades ao distinguir entre o plano de falha e o plano auxiliar de um tremor de terra, mas os dados geodésicos possuem menos ambiguidades. No caso dos dados geodésicos, dependem da posição antes e depois do evento sísmico, porém possuem poucas informações durante o tremor, enquanto os dados sismológicos podem mostrar a evolução da ruptura (Stein & Wysession, 2003). Assim, ao combinar ambos os tipos de dados, pode-se melhorar os limites geométricos e a dimensão das falhas, além de permitir estudar a correlação entre a deformação interna e externa, medida na superfície e as mudanças na tensão (Altiner, 1999).

Muitos estudos têm mostrado que as metodologias InSAR (Interferometria de Radar de Abertura Sintética) e GNSS (Sistema Global de Navegação por Satélite) são úteis na modelagem da deformação co-sísmica e pós-sísmica, e inclusive na deformação intersísmica (e.g., Massonnet et al. 1993; Zebker et al. 1994; Feigl et al. 1995; Rosen et al. 2000; Jónsson et al. 2002). O InSAR possui muitas vantagens, incluindo o baixo custo, alta resolução espacial e temporal, além da cobertura global. Já o GNSS tem a vantagem de descrever com muito detalhe o movimento das placas e sua lenta deformação. A principal desvantagem é que necessita de estações permanentes durante todo o período de estudo ou pelo menos

campanhas com regularidade para garantir uma boa interpretação das taxas deslocamento e a direção do movimento.

Isto é particularmente importante na região Andina, porque muita atividade sísmica ocorre em áreas onde não há redes geodésicas convencionais e a rede sismológica não cobre a região em sua totalidade. Nesse marco de referência as observações InSAR são uma boa alternativa para estimar o campo de deformação co-sísmica (Jónsson et al., 2002). Contudo, os dados SAR são por vezes limitados por perda do sinal devido à decorrelação em áreas cobertas de neve ou densa vegetação (Zebker et al., 1994).

Na costa oeste da América do Sul, ao longo da fossa entre a Colômbia e o Chile, encontram-se a rígida placa de Nazca com a placa Sul-Americana. A placa de Nazca mergulha sob o continente Sul-Americano com movimentos em forma de escorregamento e empurrão pela compressão da crosta superior; esta zona é denominada zona de subducção. Na região sul da placa Sul-Americana, na altura do Chile, as velocidades horizontais decrescem de ~50 mm/ano na costa a ~10-15 mm/ano perto da cordilheira, com incertezas de 1-3 mm/ano nas velocidades horizontais e 3-6 mm/ano nas velocidades verticais (Ruegg et al, 2008). Isto é consistente com um acúmulo de tensão na falha; devido ao bloqueio na área de contato das placas durante o período intersísmico e que seria violentamente liberada pela ruptura da falha durante o terremoto (Fig. 1).

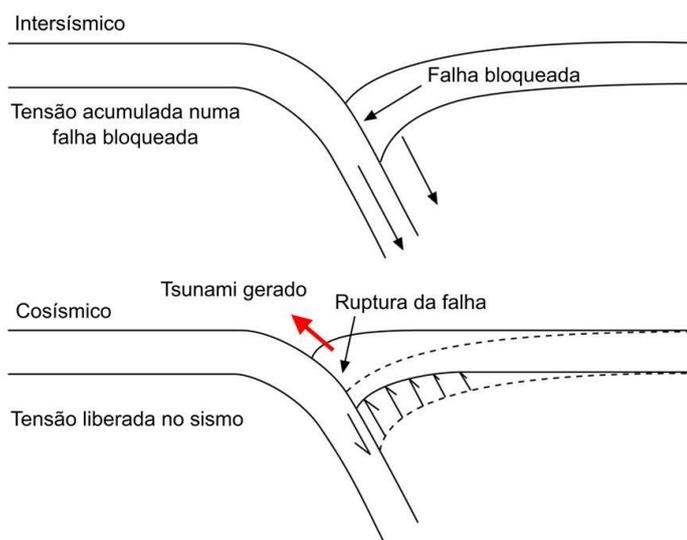


Figura 1: Acúmulo de tensão na falha, devido ao bloqueio na área de contato das placas durante o período intersísmico e liberação da tensão no período cosísmico. Modificado de Stein and Okal (2005).

O segmento mais ao norte da cadeia montanhosa dos Andes entre Equador, Colômbia e Venezuela, está dividido entre duas cordilheiras, a Cordillera Ocidental e a Cordillera Oriental. Kellogg (1985) chamou essa seção do continente da América do Sul como “Bloco

do Norte dos Andes” (Byrd, 2003). Para este bloco foi inferida uma velocidade de 10mm/a com orientação de 55° com respeito a América do Sul, e 17mm/a ao nordeste com respeito a placa do Caribe. Em 1988 o projeto CASA (Central And South America) usando geodesia por satélite quantificou as velocidades relativas do bloco do Panamá e do bloco do Norte dos Andes (Freymueller et al., 1993; Kellogg et al., 1995, 1996; Trenkamp et al., 1996). O que confirmou os conceitos de Kellogg (1985). Van der Hilst & Mann (1994) mostraram que um fragmento de placa da litosfera de alta velocidade sísmica mergulha com 17° até 150° atingindo uma profundidade de 150 km (Bird 2003). O que mostra que o Caribe não se estende na superfície ao sul da faixa dobrada do Caribe Sul (Fig. 2).

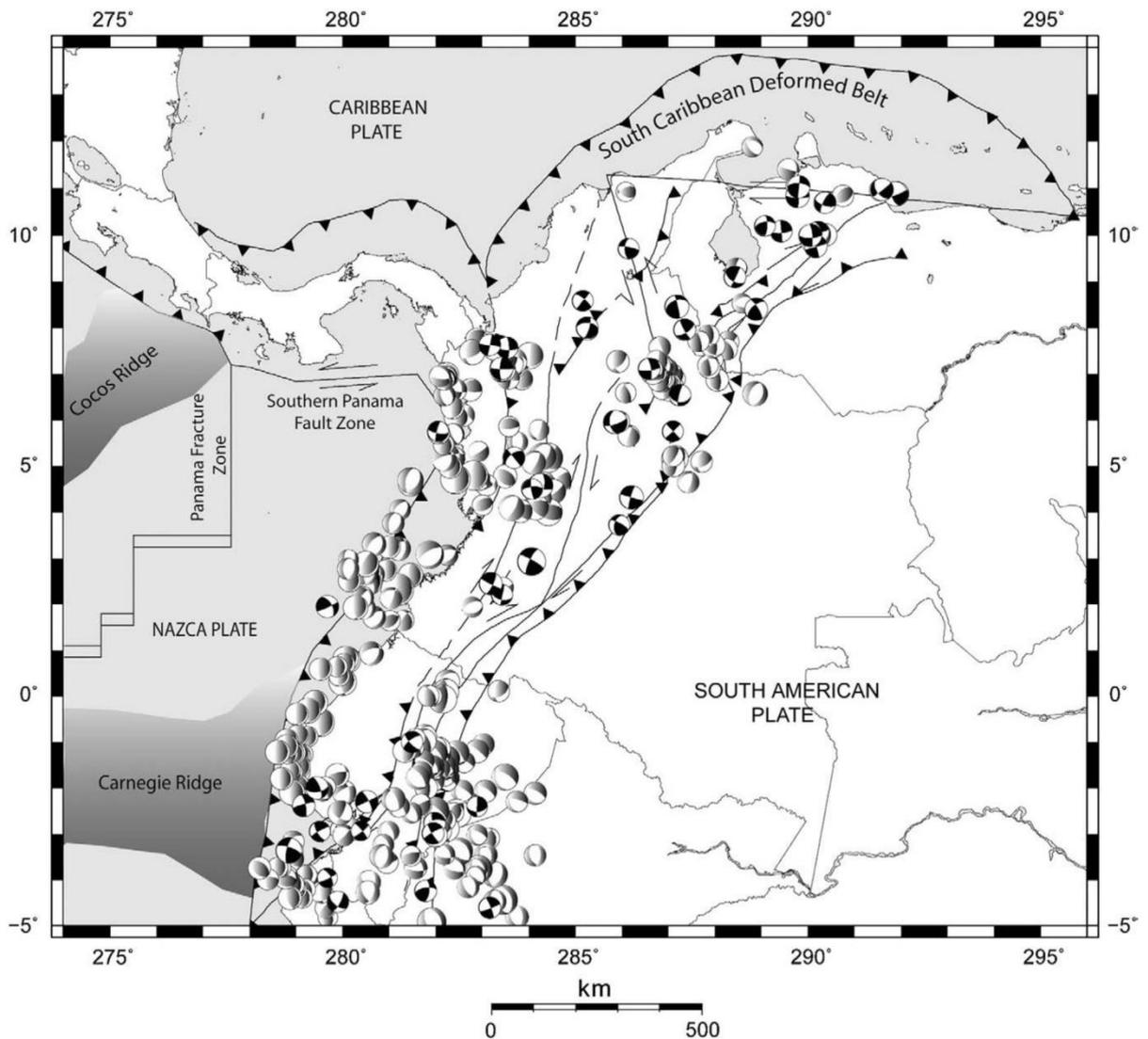


Figura 2: Mapa das soluções de mecanismos focais no bloco do Norte dos Andes (Ekström et al., 2005) com $M_w > 4$ desde 1978 até 2008. As soluções strike-slip são mostradas em branco-preto e as outras soluções em cinza. Modificado: Egbue and Kellogg (2010)

A Figura 2 mostra as soluções de mecanismos focais no bloco do Norte dos Andes com $M_w > 4$. Na Figura é notável que embora muitas soluções distribuídas no bloco, sejam falhas strike-slip dextrais compatíveis com uma tendência de cisalhamento para o nordeste ao longo da cordilheira oriental desde o norte do Equador até Venezuela. Existe uma quase completa ausência de sismicidade intermédia entre os 2.5°N e 1°S ao longo do sistema de falhamento da cordilheira oriental (Gutscher 1999; Bourdon et al., 2003; Egbue and Kellogg, 2010). Diversas hipóteses relacionam à subducção da paleo-cordilheira Carnegie com o aparente aumento do acoplamento sísmico (Pennintong 1981; Gutcher et al., 1999; Kellogg and Moriak, 2001; Trenkamp et al., 2002).

A velocidade angular relativa das placas Nazca/Sul-Americana ($0.610^\circ/\text{Ma}$) (Vigny et al. 2009) prevê uma convergência de 65 mm/ano orientada 79°N na trincheira Equador-Colômbia próximo aos 0°S . No regime de esforços compressivo paralelo à margem, a convergência dos dados de GPS mostra que a placa de Nazca está convergindo rapidamente com a estável placa Sul-Americana na direção ligeiramente oblíqua à trincheira Equador-Colômbia (Freymueller et al., 1993; Trenkamp et al., 2002) com uma velocidade de ± 58 mm/ano. Como consequência, o bloco do Norte dos Andes parece estar escapando em direção NE (Egbue and Kellogg, 2010). O regime de esforços compressivo nesta região é descrito como bimodal, que são: 1. Esforço normal à margem, com direção NW-SE produzindo deformação permanente, falhamentos inversos, geração de montanhas e acúmulo de tensão, e 2. Paralelo à margem, com direção ENE-WSW que produz um deslocamento do bloco do Norte dos Andes “escapando” ao nordeste e falhas laterais dextrais strike-slip (Ego et al., 1996; Corredor, 2003; Cortés and Angelier, 2005; Egbue and Kellogg, 2010; Egbue et al., 2014). No regime de esforços compressivo normal à margem, o acúmulo de tensão é o resultado da convergência das quatro placas de Sul-Americana, Caribe e Nazca, e a micro-placa de Panamá (Kellogg and Vega 1995). O falhamento strike-slip paralelo a margem está bem documentado ao sudeste do Equador e no Nordeste na Venezuela, mas não é muito claro no segmento do encurtamento de $\sim 100\text{km}$ do Mioceno-Plioceno normal a margem no leste da Cordilheira (Fig. 2).

A motivação deste trabalho é modelar a deformação da crosta continental no bloco do Norte dos Andes para responder as seguintes perguntas:

1. O uso de dados geodésicos pode melhorar o entendimento de como a deformação tectônica e o esforço estão sendo particionados nesta região?
2. A estimativa das componentes da deformação do bloco do Norte dos Andes permite explicar o aparente escapamento deste bloco?

Este trabalho apresenta evidências de como a deformação e o esforço estão sendo particionados entre o escapamento paralelo e a compressão normal à margem da Cordilheira Oriental. Para isto no capítulo 2 foi feita uma revisão dos fundamentos teóricos no das metodologias usadas nesta tese: InSAR, GNSS, sismologia e deformação intersísmica e cossísmica. No capítulo 3 e 4 foram descritos tanto os dados quanto a metodologia usada no processamento e análise dos dados, e finalmente no capítulo 5 são mostrados os resultados do estudo da deformação tectônica do bloco do Norte dos Andes em relação à convergência oblíqua entre Nazca e Sul-América utilizando séries de dados geodésicos GPS (Capítulo 5.1). Assim como os resultados do estudo da deformação cossísmica do sismo raso intraplaca de 2008 em Quetame, Colômbia (Capítulo 5.2) e do estudo do sismo da zona de subdução de 2016 em Pedernales, Equador (Capítulo 5.3).

A metodologia desenvolvida nesta tese pode ser aplicada futuramente para analisar a deformação cossísmica de eventos relativamente rasos ($>20\text{km}$) dadas as limitações das medições InSAR e GNSS, assim como de deformação intersísmica, já que permite a integração de diferentes fontes de informação (sismológica e geodésica) em escalas espaciais variadas (local, regional, telessísmica).

1.2 Objetivos

O objetivo principal desta tese é apresentar novas evidências que permitam entender como a deformação tectônica e o esforço estão sendo particionados no bloco do Norte dos Andes. Sendo importante verificar a presença de falhamento strike-slip na margem normal de encurtamento de cordilheira oriental do bloco do Norte dos Andes.

Os objetivos específicos do projeto são:

1. Estudar e modelar a deformação cossísmica de sismos rasos intraplacas e sismos da zona de subdução no bloco do Norte dos Andes através da combinação de dados geodésicos com dados sismológicos.
2. Estudar e modelar a deformação tectônica no bloco do Norte dos Andes relacionada com a convergência oblíqua entre Nazca e Sul-América, utilizando series de dados geodésicos GPS.

A hipótese científica desse trabalho é que o deslocamento e a deformação do bloco do Norte dos Andes são consequência do desprendimento desse bloco da placa Sul-Americana.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1 Fundamentos de Interferometria de Radar SAR (InSAR)

2.1.1 Princípios do imageamento por radar

Radar (RADio Detection And Ranging) é uma técnica de imageamento ativa, na qual uma antena central emite um sinal que auto-ilumina uma área através da transmissão de n pulsos de energia de micro-ondas com frequência PRF (Pulse Repetition Frequency). Esses pulsos de energia são refletidos a partir da área iluminada (ecos) e recolhidos pelo receptor que registra as características do retorno deste sinal através de outra antena (Fig. 3).

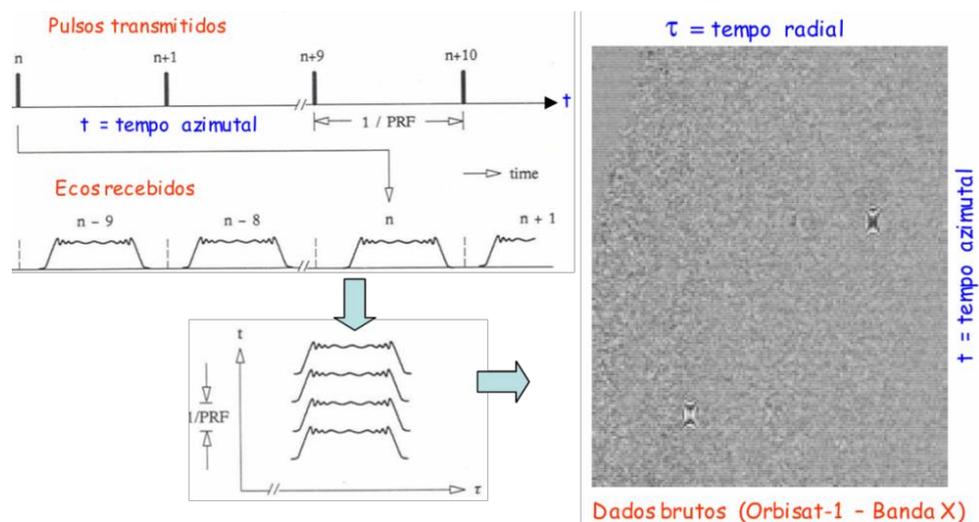


Figura 3: Aquisição dos dados de radar, transmissão de pulsos de energia e registro dos ecos recebidos. Modificado: Mura (2013)

2.1.2 Radar de Abertura Sintética (SAR)

O princípio básico do radar SAR usa o efeito Doppler de sinais de radar emitidos por uma antena apontada para o solo na direção x (range), com um ângulo de inclinação em uma visada lateral de uma plataforma movendo-se ao longo de uma faixa de vôo na direção y (deslocamento em azimute), para simular uma antena cujo comprimento é muitas vezes maior do que da antena real (Ulaby et al., 1981), chamada de abertura sintética (intervalo de tempo, $t_i - t_0$). O sinal atinge sempre o mesmo ponto central P. Nesse ponto à abertura sintética

abrange o ângulo de visão θ (ângulo de integração). Assim quanto maior a abertura sintética, maior será o ângulo de integração (Fig. 4 e Fig. 5).

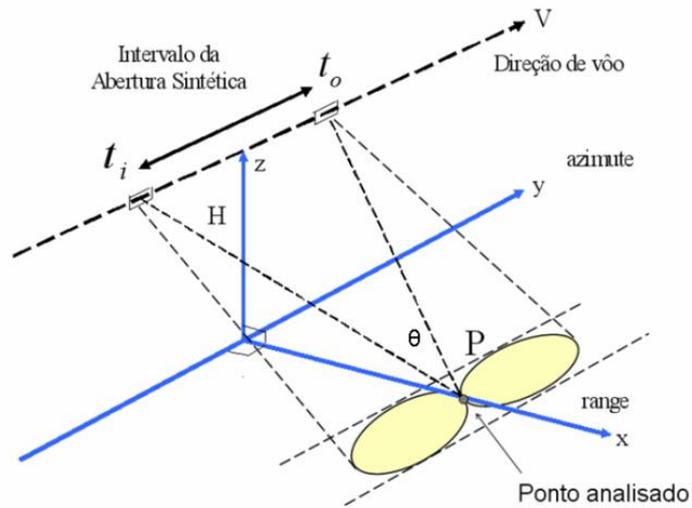


Figura 4: A abertura sintética está relacionado ao intervalo de tempo em que o sensor radar recebe ecos de um determinado ponto no solo, na área imageada. Modificado: Mura (2013)

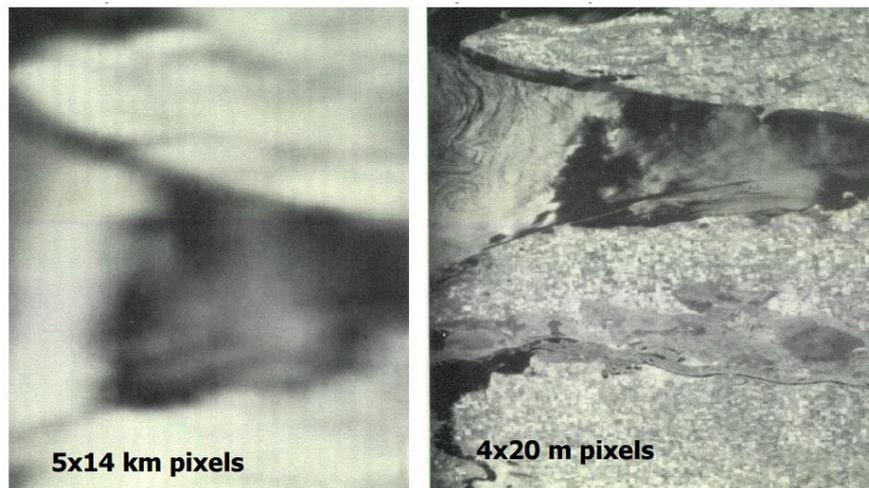


Figura 5: Esquerda: Exemplo de imageamento com abertura real do radar. Direita: a mesma imagem com abertura sintética. Modificado de Massonnet & Feigl (1998)

O Radar SAR transmite um pulso chamado de frequência linear modulada (FM) chamada “Chirp” (Fig. 6); com o propósito de aumentar da resolução em range (Di Cenzo, 1981). O transmissor varia a frequência do pulso de radar linearmente sobre uma faixa de frequência específica (aumento na frequência chamado de up-chirp). Essa variação na frequência determina a largura de banda de frequência de rádio (RF) do sistema. O comprimento chirp e a forma são baseados no poder do pulso de RF, frequência de repetição do pulso (PRF), e conversão de amostragem analógico-digital (A / D), além do requerimento de resolução de alcance.

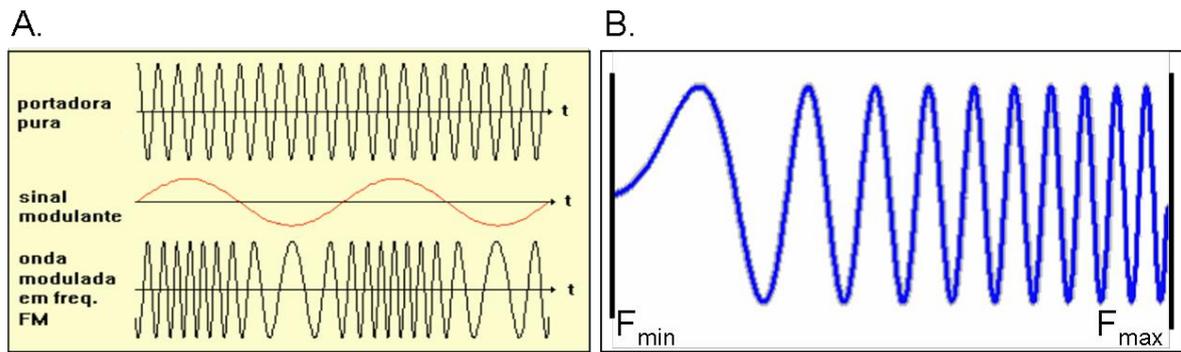


Figura 6: (A) Processo de Modulação por Frequência (FM), (B) pulso de frequência linear modulada (FM) "Chirp", no radar a portadora pode estar nas frequências típicas: 9 GHz – Banda X, 5 GHz – Banda C, 1.23 GHz – Banda L, 0.4 GHz – Banda P. Modificado: Mura (2013).

2.1.3 Diferença de fase entre sinais

O sensor SAR é um sistema coerente temporalmente, pois todas as amostras (pixels) estão relacionadas a uma base de tempo estável (oscilador local de alta estabilidade). Assim, para cada amostra é atribuída uma fase medida em relação ao sinal de referência (Fig. 7).

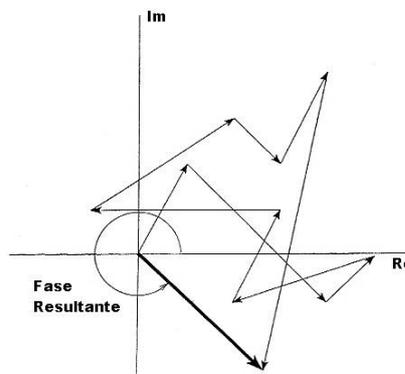


Figura 7: Soma vetorial das contribuições em amplitude e fase de cada difusor ao sinal SAR retroespalhado. Modificado de Raney (1998).

Cada célula de resolução numa cena imageada possui inúmeros elementos difusores que interagem com o sinal recebido. Cada um destes difusores faz retornar à antena um sinal de amplitude e fase arbitrárias, que irão se somar vetorialmente formando uma amplitude e uma fase resultantes, mostrando a natureza coerente do sinal resultante (Fig. 8). Esta característica gera na imagem um ruído (distorção radiométrica) de aparência granular chamado *speckle* (mudanças bruscas de níveis de cinza de um pixel para outro).

Diferença de fase entre sinais

$$s(t) = A \text{sen}(2\pi ft)$$

$$s_1(t + T) = A \text{sen}[2\pi ft + 2\pi fT] = A \text{sen}[2\pi ft + \phi_2]$$

$$s_1(t + T + \Delta t) = A \text{sen}[2\pi ft + 2\pi f(T + \Delta t)] = A \text{sen}[2\pi ft + \phi_2]$$

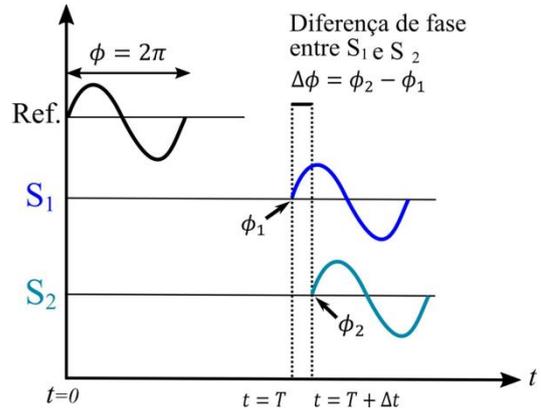


Figura 8: Exemplo de coerência entre sinais S1 e S2, relacionando os sinais com um sinal de referência S.

2.1.4 Resolução do SAR

A Figura 9 mostra a variação da distância entre o sensor (antena) e um alvo pontual P, enquanto o sensor se move a uma velocidade V, mostrando que a distância entre o sensor e um alvo pontual P, varia de forma quadrática e pode ser expressa aproximadamente como uma expansão de series de Taylor.

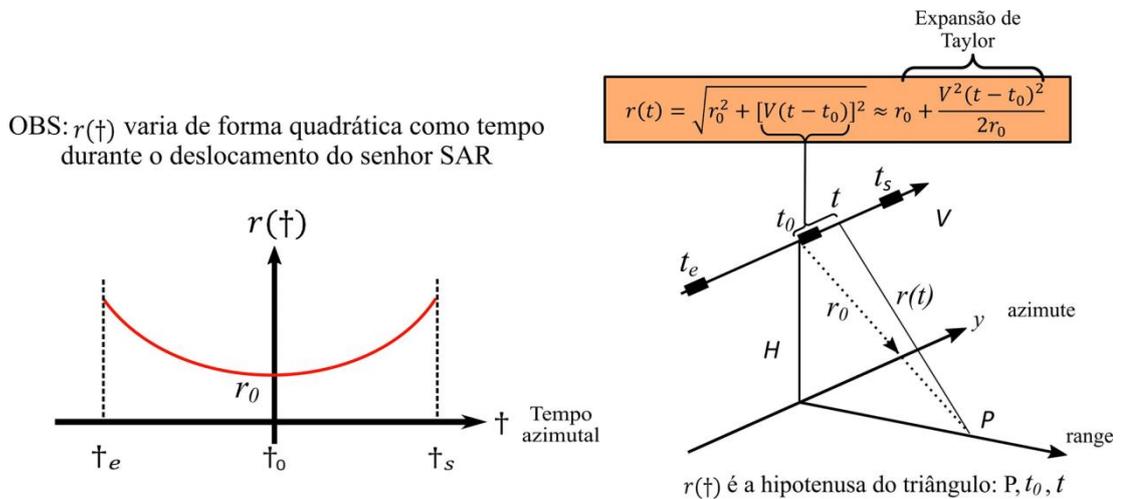


Figura 9: Variação da distância entre o sensor (antena) e um alvo pontual P. Modificado: Mura (2013).

Ao medir com precisão a diferença de tempo entre o pulso transmitido e o recebimento da energia refletida em um objeto, o radar é capaz de determinar a distância até o objeto, chamada de range. A *resolução de alcance* (slant range) de um sistema de radar é a sua capacidade de distinguir dois objetos separados por uma distância mínima. A *resolução espacial* é definida como a menor distância na qual se podem discriminar dois alvos. A resolução espacial na direção do range é obtida através da transmissão de um pulso de microondas estreito de período T_p , modulado linearmente em frequência $\rho_r = c/2B_p$ e

inversamente proporcional à largura de banda do “chirp” B_p ($F_{max} - F_{min}$), e é diretamente proporcional a velocidade da luz (Fig. 10).

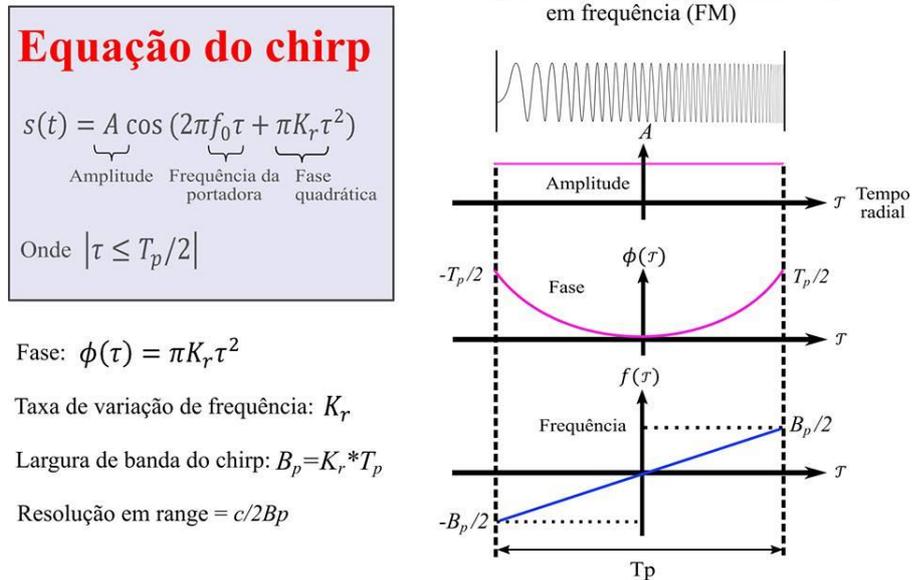


Figura 10: O sinal SAR – Consideração a respeito do sinal em range. A largura de banda “chirp” em range é da ordem de dezenas de Megahertz (MHz). Modificado: Mura (2013).

A discriminação dos alvos na direção de voo (azimute) é obtida pela integração coerente do sinal de retorno de um alvo pontual; durante o intervalo de tempo em que este alvo é visto pelo radar (Abertura Sintética). Durante o intervalo da Abertura Sintética, o sinal recebido (alvo pontual qualquer) sofre uma variação de frequência, denominada de frequência Doppler, B_D (Fig. 11).

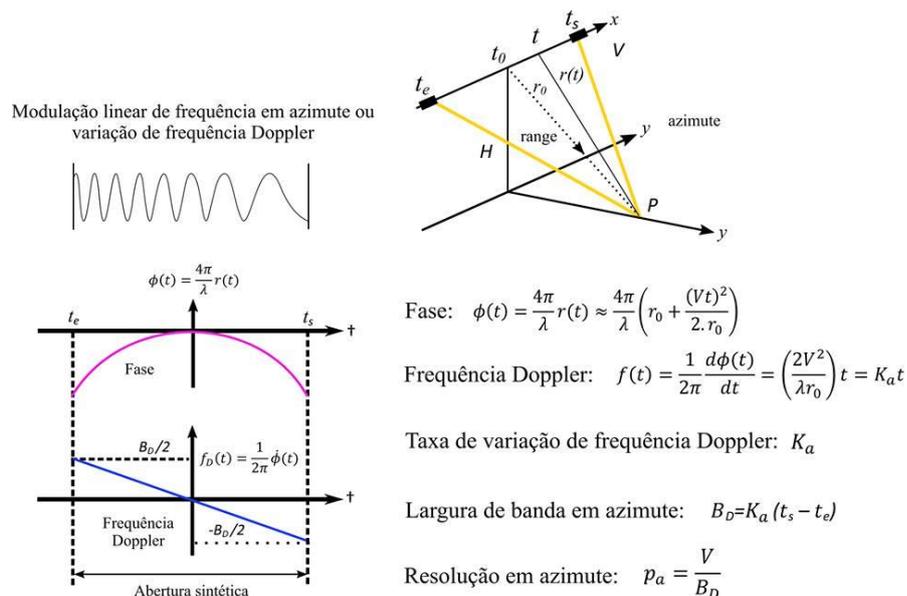


Figura 11: O sinal SAR – Consideração a respeito do sinal em azimute. A largura de banda “chirp” em azimute é da ordem de alguns de Kiloherz (KHz). Modificado: Mura (2013).

Assim, resolução azimutal no SAR é inversamente proporcional ao desvio de frequência Doppler, e diretamente proporcional à velocidade da plataforma, independente da largura do pulso transmitido e é aproximadamente igual à metade do tamanho físico da antena $\rho_a = V/B_D$.

2.1.5 Síntese da imagem SAR

Assim o sinal emitido “Chirp” pode ser expresso como:

$$s(t) = A \cos(2\pi f_0 t + \pi K_r t^2) \quad (1)$$

O sinal recebido (demodulado) g do alvo pontual P, no instante de t (tempo azimutal), τ (tempo radial) e distância até o alvo r_0 , pode ser escrito da seguinte forma:

$$g(\tau, t; r_0) = G_a \sigma_p(t_0, r_0) s'[\tau - 2r(t)/c, t] \exp\left\{-j \frac{2\pi}{\lambda} 2r(t)\right\} \quad (2)$$

Cada sinal resultante recebido pelo SAR pode ser armazenado na forma de um número complexo, sendo o argumento desse número igual ao valor nominal da fase do sinal resultante. As partes real e imaginária representam respectivamente as componentes do sinal em fase (U_{Re}) e em quadratura de fase (U_{Im}). O resultado da compilação desses sinais é uma imagem complexa que recebe o nome de imagem SLC (Single Look Complex). O valor do nível de cinza de cada pixel nessa imagem é correspondente ao valor da potência retroespalhada pelos difusores da célula de resolução na cena, sendo que um maior retroespalhamento representa um maior nível de cinza. A partir destas imagens SLC são geradas as imagens de Amplitude (A) e Intensidade (I) de um look (Fig. 12), (Henderson e Lewis, 1998), usando as equações:

$$\begin{aligned} A &= \sqrt{U_{Re}^2 + U_{Im}^2} \\ A &= I^{1/2} \\ I &= U_{Re}^2 + U_{Im}^2 \end{aligned} \quad (3)$$

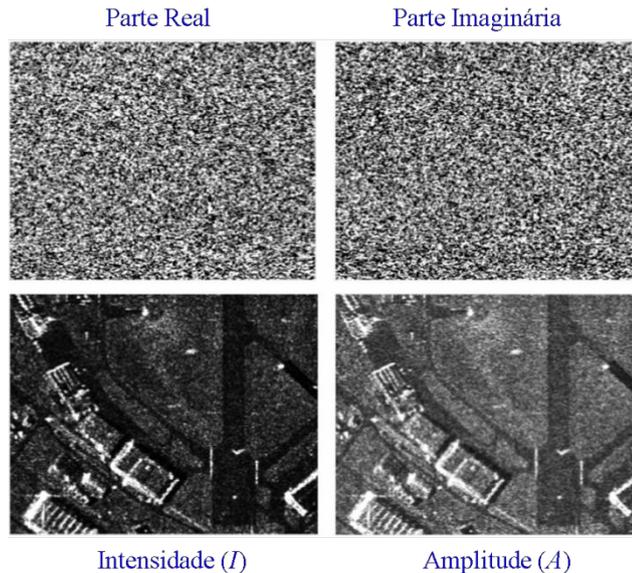


Figura 12: Imagens de Amplitude (A) e Intensidade (I). Modificado: Mura (2013).

O processamento para a síntese da imagem SAR pode ser realizado separadamente na direção de “range” e na direção de “azimute”, na matriz dos dados brutos. O processador mais comumente utilizado para a Síntese de imagens SAR que leva em conta as linearidades do Sistema SAR, é o processador “Range Doppler” (Cumming and Bennett, 1979; Curlander and McDonough, 1991). Este processador consiste basicamente em comprimir os dados na direção de range e azimute separadamente, através de filtros casados. Filtro casado é um filtro linear, no qual a função de transferência $h(t)$ do filtro é escolhida de tal maneira que maximize a relação sinal/ruído do sinal de saída (Fig. 13).

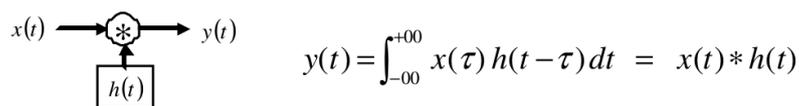


Figura 13: Esquema do processador Range Doppler. Modificado: Sandwell (2011).

O filtro casado utilizado em processamento SAR utiliza como função de transferência $h(t)$ uma réplica do sinal de entrada no domínio do tempo, que é um sinal com variação linear de frequência (FM) e variação quadrática de fase. No processamento SAR são usados dois filtros casados, um em range e outro em azimute. O filtro casado é usado em geral no domínio da frequência, utilizando FFT (Fast Fourier Transform), pois a operação de convolução neste domínio é apenas uma multiplicação, tornando o processamento mais rápido (Fig. 13).

$$Y(f) = X(f) H(f) \quad (4)$$

Sendo; $Y(f)$ o sinal de saída no domínio da frequência, $X(f)$ o sinal de entrada no domínio da frequência; e $H(f)$ a função de transferência no domínio da frequência (Fig. 14). A Figura 15

mostra um exemplo de formação de imagem SAR adquirida com pelo SIVAM (Sistema de Vigilância do Amazonas) na cidade de Aparecida do Norte - SP, na banda X.

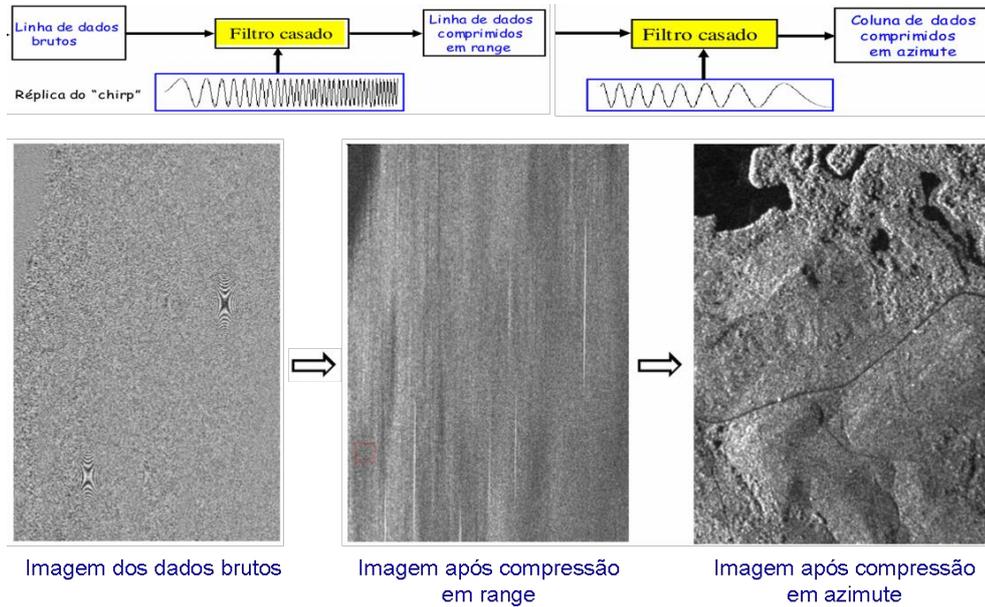


Figura 14: Exemplo da sequência de processamento, usando filtros casados por convolução na compressão na direção de range e azimuth. Modificado: Mura (2013).



Figura 15: Exemplo de imagem SAR adquirida com pelo SIVAM (Sistema de Vigilância do Amazonas) na cidade de Aparecida do Norte - SP, na banda X. Modificado: Mura (2013).

2.1.6 Interferometria de Radar SAR (InSAR)

2.1.6.1 Descrição e aplicações

A interferência é um fenômeno resultante da sobreposição dos efeitos de duas ou mais ondas mecânicas ou eletromagnéticas. Para a medição da interferência (interferometria) são necessárias duas grandezas: a amplitude e a fase de cada onda. Diz-se que a interferência é construtiva quando as ondas possuem fases concordantes e que a interferência é destrutiva quando estão em oposição de fase. A metodologia InSAR (Interferometria SAR) utiliza um par de imagens SAR no formato complexo SLC, para gerar uma imagem interferométrica, cuja fase de cada pixel é interferométrica e formada pela diferença de fase entre os pixels correspondentes as duas imagens originais, para obter informação sobre a altitude e/ou movimento da superfície terrestre (Massonnet et al, 1993. Massonnet e Feigl, 1995b; 1998).

Esta técnica mede a interferência entre sinais de ondas envolvendo duas grandezas: amplitude, que é um indicador da intensidade do sinal, sendo representada pelo máximo desvio em altura da onda; e a fase, uma grandeza cujos valores estão contidos nos intervalos $[0, 2\pi]$ ou $[-\pi, +\pi]$ e que descreve a direção de movimento e a posição ou o deslocamento de um ponto de vibração no senoide em relação a uma posição de referência (Van Der Sanden, 1997). No início de sua operacionalização, a interferometria SAR era voltada principalmente ao mapeamento topográfico, visto que possibilita a determinação da altura dos alvos. Entretanto, suas aplicações se expandiram para monitoramento de deformações do terreno, deslizamentos de terra, detecção de mudanças, reconstrução tridimensional, classificação de uso e cobertura da Terra e biomassa (Correia, 2005). A aquisição de um par interferométrico pode ser feita de dois modos:

- a. Utilizando-se duas antenas montadas na mesma plataforma, separadas por uma distância chamada de linha-base (B). Este modo é conhecido como interferometria de uma passagem (single pass interferometry) ou passagem única (Fig. 16A.).
- b. Utilizando-se uma única antena com duas passagens paralelas sobre a mesma área. Este tipo é chamado de interferometria de duas passagens ou passagens repetidas (two ou repeat pass interferometry). (Lillesand e Kiefer, 2000), (Fig. 16B.).

A diferença de fase entre pixels de mesma posição nas duas imagens está relacionada com: a diferença de distância entre as duas trajetórias durante as aquisições, o comprimento

da linha-base, a altura do alvo correspondente no solo e o comprimento de onda utilizado pelo radar.

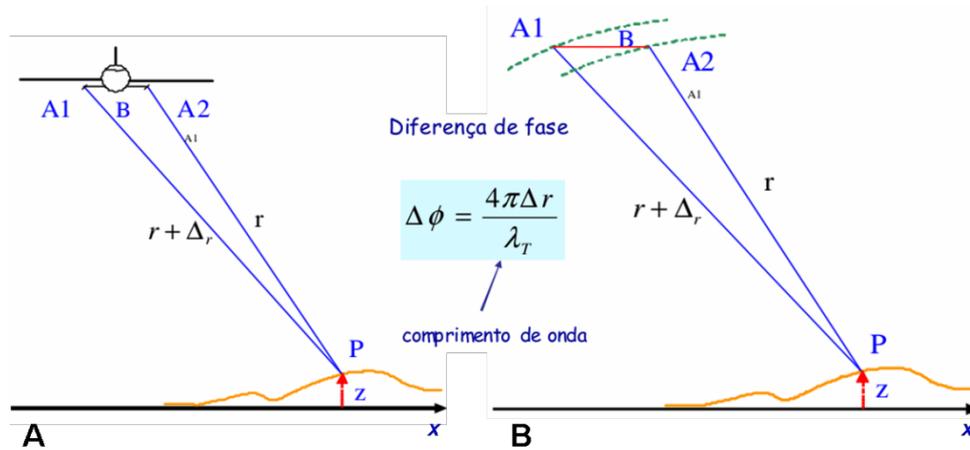


Figura 16: (A) Modo de Aquisição de uma passagem, no modo utilizado em plataforma aerotransportada na banda X, (B) Modo de Aquisição de duas passagens utilizado por sensores orbitais ou para aerotransportado no caso do comprimento de onda ser muito grande (banda L ou P). Modificado: Mura (2013).

Na Figura 17 é apresentada a geometria básica para o sistema de interferometria SAR. A antena A1 está a uma altura H do solo e separada da antena A2 pela linha de base B, com inclinação α. Nota-se que o ponto genérico P, de elevação z, apresenta ângulo de visada β e afastamento r em relação à antena A2.

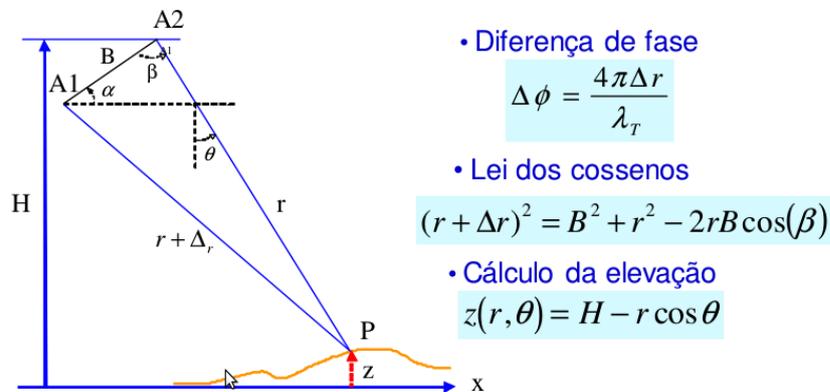


Figura 17: Geometria básica do sistema de interferometria SAR para o cálculo da altura topográfica z. Modificado: Mura (2013).

2.1.6.2 Interferometria SAR Diferencial: DInSAR

A Interferometria SAR diferencial (DInSAR), cujo princípio foi descrito primeiramente por Gabriel et al. (1989), possibilita detectar pequenos movimentos ou mudanças na superfície da Terra devidos fenômenos geomorfodinâmicos como deformações, associando a diferença de fase a uma deformação superficial do terreno ou deslizamentos de

terra. A técnica da *Interferometria SAR diferencial* utiliza a informação da diferença de fase interferométrica entre dois pixels de mesma posição no solo, adquiridos em tempos diferentes, utilizando-se uma única antena com duas passagens paralelas sobre a mesma área. Este tipo é chamado de interferometria de duas passagens ou passagens repetidas (Fig. 18 e 19).

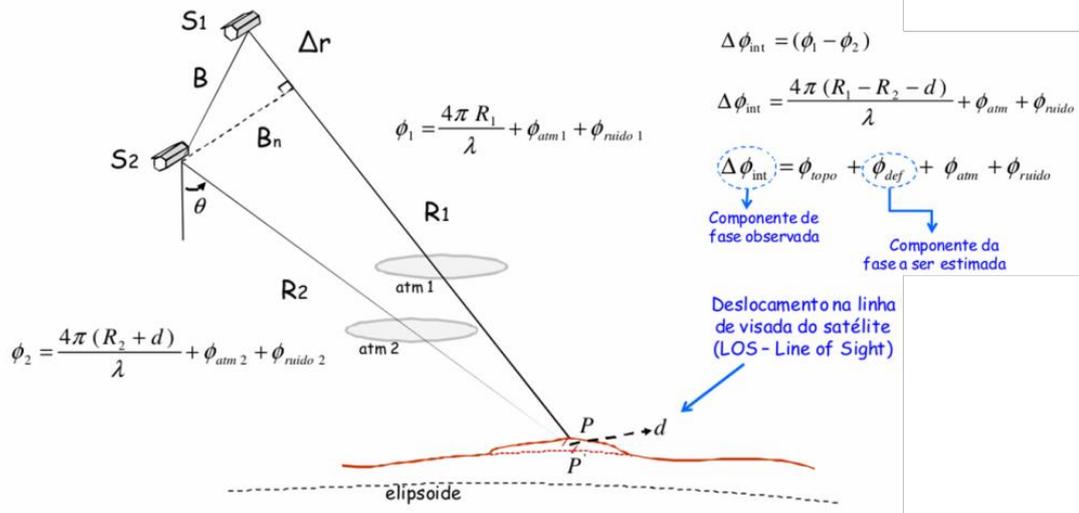


Figura 18. Fundamento da Interferometria SAR Diferencial, nota-se que a diferença de fase observada depende da deformação da superfície na direção do deslocamento da linha de visada (LOS). Modificado: Mura (2013).

Nesse caso a linha-base B depende da distância entre as duas passagens, devendo ser calculada a partir dos dados de voo das respectivas plataformas. Uma linha-base muito pequena faz com que seja detectada uma diferença de fase muito pequena para um mesmo ponto. Se a linha-base for muito grande, a fase interferométrica se torna ruidosa devido à decorrelação espacial, causada pelas diferentes geometrias de aquisição (Mura, 2000).

Sendo assim, é necessário definir um valor limite para o comprimento da linha-base, conhecido como linha-base crítica (Zebker e Villasenor, 1992). Quando a componente perpendicular da linha-base, chamada de linha-base normal B_n , ultrapassa a linha-base crítica, nenhuma informação de fase é preservada, a coerência é reduzida e o produto interferométrico gerado se torna ruidoso.

A limitação desse modo de aquisição é a possível ocorrência de decorrelação temporal entre as imagens. A variação de distância Δr e consequentemente a variação de fase $\Delta\phi$ dependem do comprimento da linha-base B (distância entre S1 e S2). A linha-base normal crítica $B_{n,cr}$ pode ser calculada pela equação (Sarmap, 2008):

$$B_{n,cr} = \frac{\lambda R \tan \theta}{2R_{rg}} \quad (5)$$

Onde λ é o comprimento de onda, R é a distância near-range (início da faixa imageada), R_{rg} é a resolução em alcance (range), e θ o ângulo de incidência. Nos SAR's orbitais, a linha-base é calculada a partir dos parâmetros orbitais dos satélites.

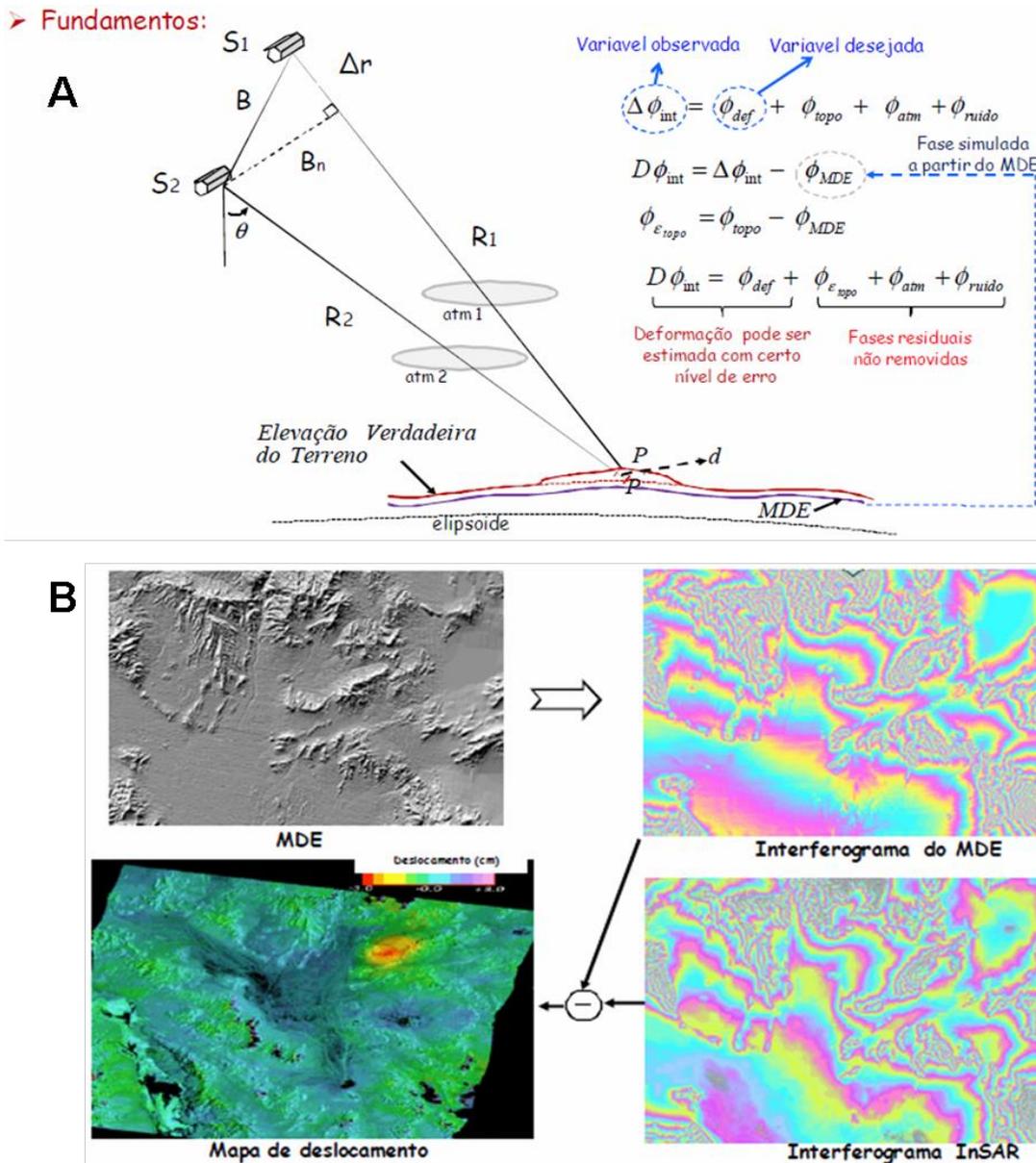


Figura 19. (A) Fundamento da Interferometria SAR Diferencial, (B) deformação pode ser estimada com certo nível de erro usando modelo de elevação espacial (MDE) como aproximação à elevação verdadeira do terreno. Modificado: Mura (2013).

A fase de cada pixel da imagem interferométrica está relacionada com a elevação do terreno, correspondente a célula de resolução (pixel) no solo, possibilitando assim a geração de um modelo de elevação espacial (MDE).

A imagem de fase interferométrica, também conhecida como interferograma, apresenta padrões do tipo franjas, como resultado da deformação do solo pela mudança de

cores (Fig. 20), devido ao caráter cíclico da fase (módulo de 2π). A deformação suave do solo provoca a mudança de cor suave na imagem resultante, a deformação forte da Terra gera a mudança brusca da cor (Goldstein, 1988).

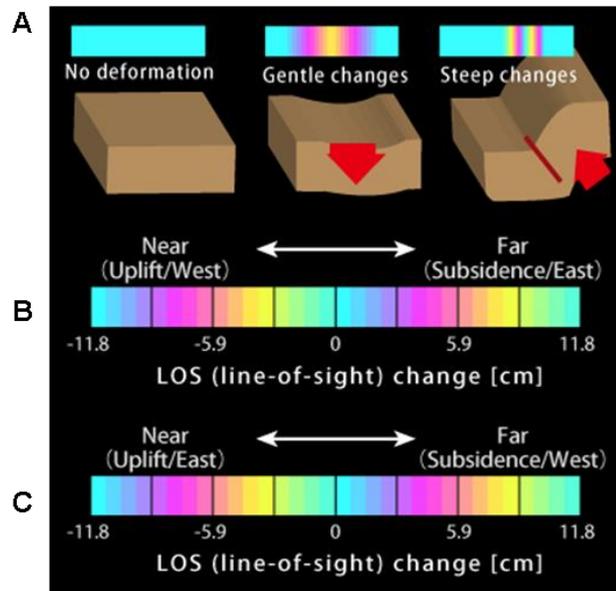


Figura 20. (A) Variações de cor resultado da deformação do solo para o satélite ALOS. (B) Quando a observação é feita com órbita descendente. (C) Quando a observação é feita com órbita ascendente. Modificado: Geospatial Information Authority of Japan <http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/sar>

A fase interferométrica determinada é a diferença de fase entre os dois sinais retroespalhados. Segundo Lu et al. (2000), as principais causas de erro nas diferenças de fase são: diferentes geometrias de aquisição, decorrelação temporal, topografia, efeitos climáticos e atmosféricos e os ruídos do sistema imageador. As figuras 21 e 22 mostram dois exemplos de interferogramas causados por deslocamento cosísmico do solo, no caso da primeira mostra o padrão listrado próprio causado por uma falha transcorrente e na Figura 22 o padrão de listras causado por uma falha inversa.

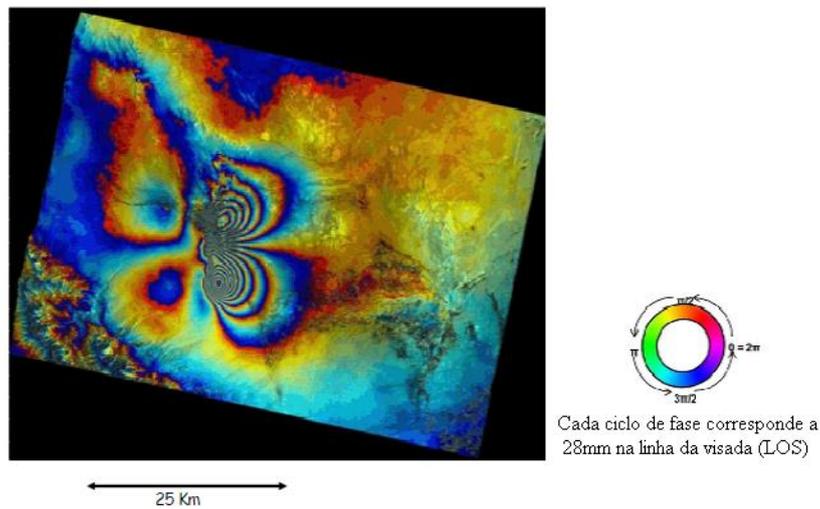


Figura 21. Exemplo de imagem interferométrica causada pelo deslocamento cosísmico da superfície pelo terremoto na região de Bam – Iran (26 dez 2003). Par interferométrico do satélite ENVISAT - banda C (Wyss et al., 2006).

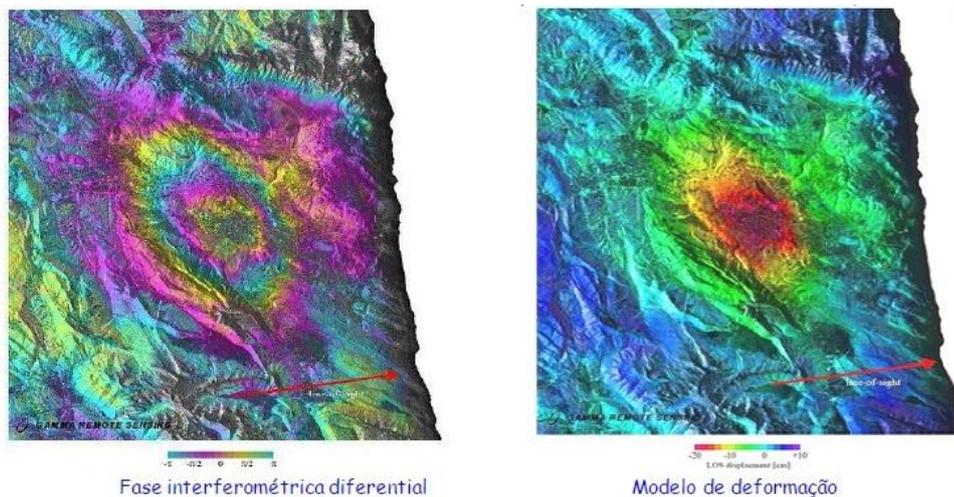


Figura 22. Exemplo de imagem interferométrica causada pelo deslocamento cosísmico da superfície e o modelo de deformação na região de 9 abril 2009 - Abruzzi, Italia. Par interferométrico do satélite PALSAR- banda L (20/7/2008 – 22/4/2009 = 276 dias, $B_n = -182$ m). A seta vermelha indica a direção da linha de visada do satélite (LOS). Modificado Wegmüller et al., 2009

2.1.7 Processamento e produtos interferométricos

2.1.7.1 Registro das imagens

Adquirido um par interferométrico, os processamentos que permitem obter as fases interferométricas ($\Delta\phi$) e conseqüentemente gerar interferogramas e imagens de coerência, dependem primeiramente de um co-registro preciso do par de imagens complexas adquiridas (ex. Fig. 23). A qualidade do co-registro, cuja precisão deve ser inferior a um décimo da

dimensão linear do pixel (Hellwich, 1999), reflete-se diretamente na qualidade final do produto interferométrico (Gens, 1998).

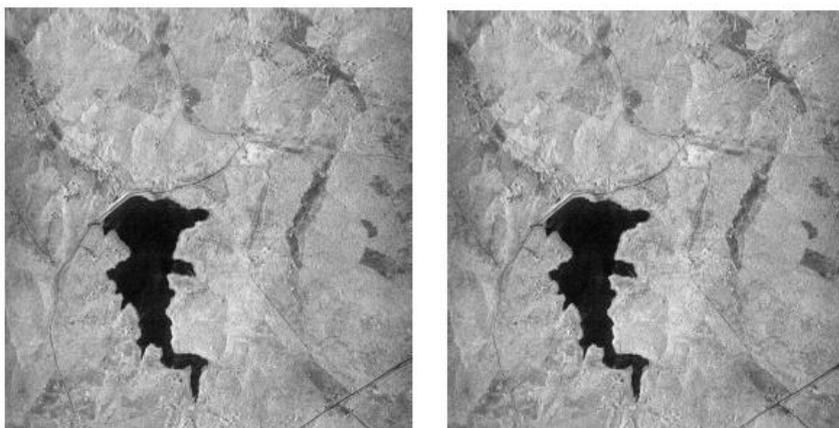


Figura 23. Como em geral existe uma alta correlação entre as duas imagens pode-se usar um co-registro automático na fase inicial do processamento. Imagens na banda X – Sensor Aes-1 (AeroSensing), linha base de 2 m. Modificado: Mura (2013).

De acordo com Gens e Genderen (1996), o co-registro consiste no reposicionamento dos pixels de uma imagem de ajuste (slave) em relação a uma imagem de referência (master), de modo que cada pixel represente, em ambas as imagens, a mesma região do terreno, corrigindo, dessa forma, possíveis rotações e translações entre as imagens. Esse reposicionamento pode ser feito em duas etapas: um co-registro grosseiro (coarse coregistration) seguido de um co-registro fino (fine co-registration) (Gens, 1998). Os métodos de co-registro das imagens usadas são:

- Registro *grosseiro*, como primeiro registro entre as imagens pode-se utilizar (Fig. 24):
 - Dados de efemérides da plataforma (velocidade e posição) para estimar a linha-base e o deslocamento entre as imagens.
 - Correlação em uma janela central da imagem para encontrar os deslocamentos em nível de pixel entre as duas imagens (Método da Correlação de fase).
- Registro *fino*, um registro mais preciso, da ordem de sub-píxel, precisa ser encontrado para que todas as distorções das imagens sejam corrigidas, obtendo-se com isto um interferograma com nível de ruído menor (Fig. 25).

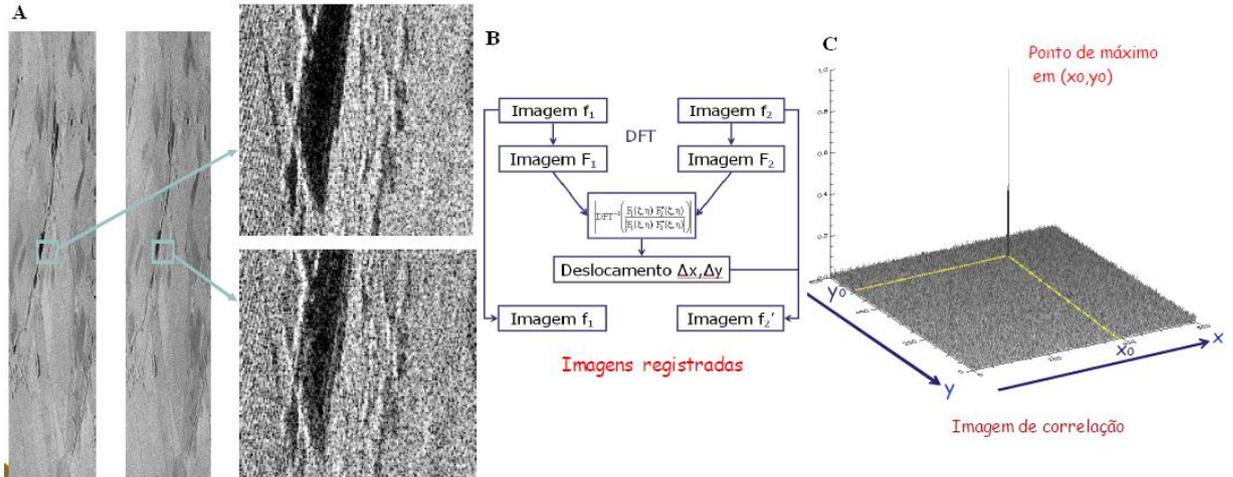


Figura 24. Registro grosseiro das imagens – Método da Correlação de fase, A) Par de imagens Single-Look Complex (SLC), nota-se o quadro da janela de correlação nas imagens mestre e escrava. B) Processo de co-registro de Imagens C) ponto máximo de potência no ponto (x_0, y_0) . Modificado: Mura (2013).

No método de co-registro grosseiro, duas janelas de imagens deslocadas de (x_0, y_0)

$$f_1(x, y) = f_2(x - x_0, y - y_0) \quad (6)$$

Sendo que f_1 é a imagem mestre (*master*) e f_2 é a imagem escrava (*slave*). No domínio da frequência (FFT):

$$F_1(\zeta, \eta) = e^{-j2\pi(\zeta x_0 + \eta y_0)} \times F_2(\zeta, \eta) \quad (7)$$

Espectro de potência cruzado:

$$\frac{F_1(\zeta, \eta) F_2^*(\zeta, \eta)}{|F_1(\zeta, \eta) F_2^*(\zeta, \eta)|} = e^{-j2\pi(\zeta x_0 + \eta y_0)} \quad (8)$$

Transformada inversa (IFFT):

$$IC(x, y) = DFT^{-1} \frac{F_1(\zeta, \eta) F_2^*(\zeta, \eta)}{|F_1(\zeta, \eta) F_2^*(\zeta, \eta)|} \quad (9)$$

Para imagens orbitais, o co-registro grosseiro pode ser realizado a partir das informações das órbitas do satélite. Já no co-registro fino o método automático mais empregado é conhecido como função de correlação cruzada, desenvolvido por Li e Goldstein (1990). Neste método, o co-registro fino é baseado no cálculo do deslocamento ótimo da imagem de ajuste em relação à imagem de referência.

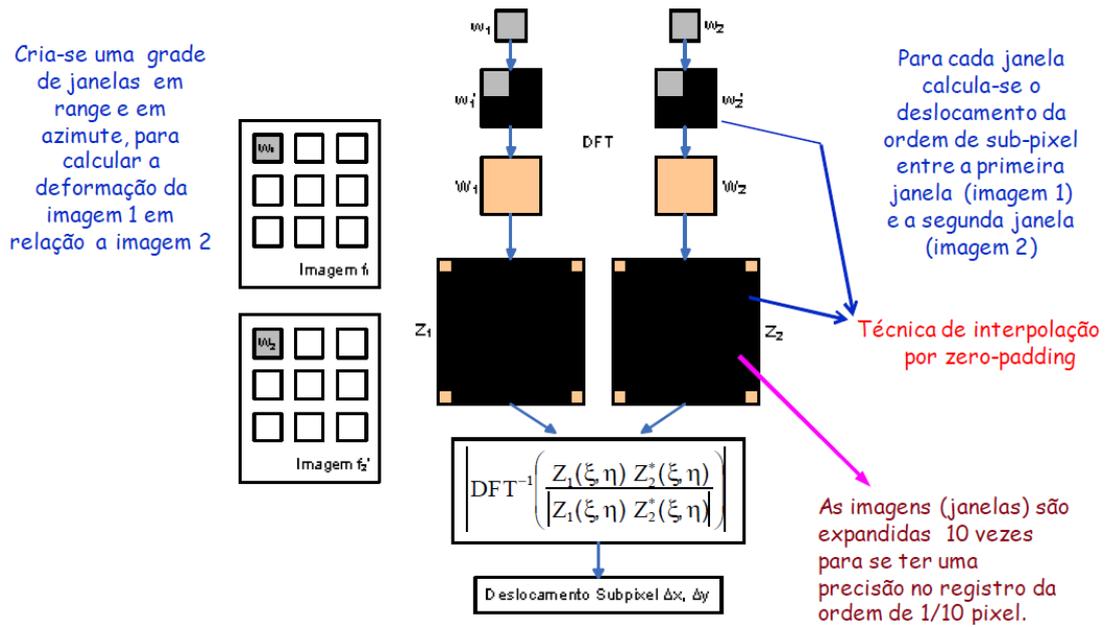


Figura 25. Processo de co-registro fino de Imagens. Modificado: Mura (2013).

As imagens interferométricas P_{int} são geradas por processamentos que consistem na multiplicação dos valores complexos dos pixels da primeira imagem, chamada de *máster* e representada por P_1 , pelos conjugados dos valores complexos dos pixels da segunda imagem, chamada de *escrava* e representada por P_2 . A equação 10 mostra como são obtidos os valores dos pixels das imagens interferométricas (p_{int}) a partir dos valores complexos dos pixels das duas imagens (P_1 e P_2), que são representados matematicamente pela equação:

$$\begin{aligned}
 P_{int} &= P_1 P_2^* \\
 p_{int} &= p_1 p_2^* \quad \text{aonde: } p_1 = A_1 e^{j\varphi_1} \\
 & \quad \quad \quad p_2 = A_2 e^{j\varphi_2} \\
 &= A_1 A_2 e^{j(\varphi_1 - \varphi_2)}
 \end{aligned} \tag{10}$$

Onde A_1 e A_2 são as amplitudes associadas aos pixels da primeira e da segunda imagem respectivamente e φ_1 e φ_2 são as respectivas fases. Desta forma pode-se dizer que os interferogramas contêm os argumentos das imagens interferométricas. Os valores dos pixels dos interferogramas ($\Delta\varphi_p$) são dados por:

$$\Delta\varphi_p = \arg(p_{int}) = \varphi_1 - \varphi_2 \tag{11}$$

2.1.7.2 Desdobramento de fase

O cálculo computacional da fase interferométrica apresenta um resultado modulado limitado em 2π , pois a princípio, o processamento interferométrico não diferencia bem a sequência das fases. Devido ao caráter cíclico da fase interferométrica, os interferogramas podem apresentar padrões do tipo franjas, e com isso são chamados de interferogramas dobrados (Fig. 26).

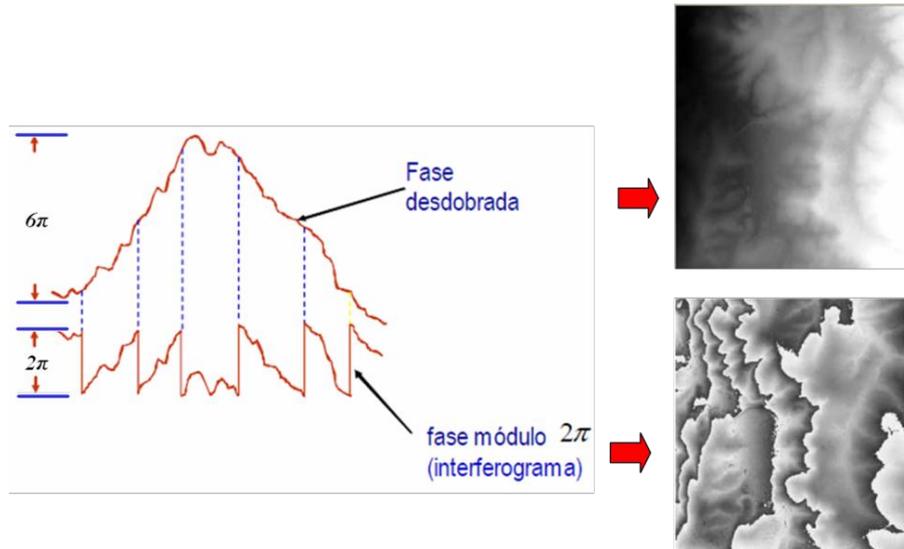


Figura 26. Fase desdobrada (acima) e fase dobrada com módulo de 2π (embaixo). Modificado: Mura (2013).

Para que a fase interferométrica possa ser utilizada no cálculo de alturas topográficas, o seu caráter cíclico limitado em 2π deve ser removido, ou seja, é necessário transformar a fase dobrada em fase absoluta (Zebker et al., 1988). Essa necessidade de calcular a fase absoluta implica na execução de um tipo específico de processamento, definido como “desdobramento de fase” (*phase unwrapping*)(Fig. 27).

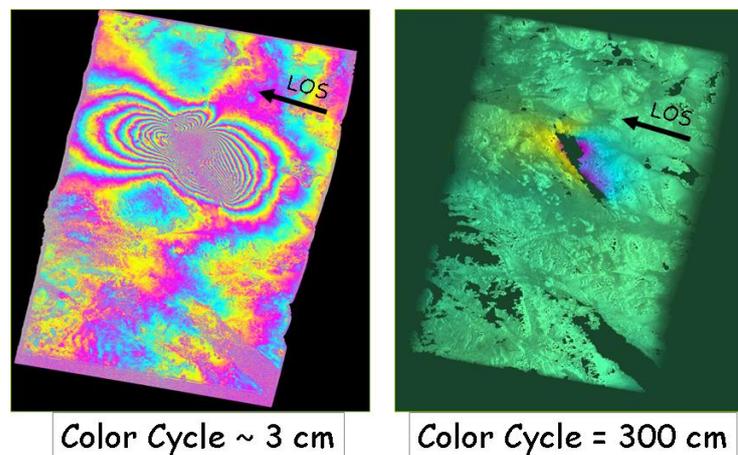


Figura 27. Esquerda: Fase desdobrada com módulo de 2π para interferograma gerado usando imagens ERS-1 (banda C). Direita: Fase desdobrada com ciclo de cores de 300cm. Modificado: Mura (2013).

2.1.7.3 Coerência interferométrica

Os interferogramas gerados podem apresentar ruídos, degradando a qualidade da informação da fase interferométrica, o que pode comprometer suas aplicações. Para avaliar então se um dado conjunto de dados interferométricos disponíveis é apropriado para aplicações interferométricas, deve-se estimar a coerência interferométrica, que é a medida da correlação da informação da fase correspondente aos sinais que geram cada uma das duas imagens que originam um interferograma (Gens, 1998). A coerência interferométrica pode ser representada pelo módulo do coeficiente de correlação complexo γ .

$$\gamma = \frac{E[P_1 P_2^*]}{\sqrt{E[|P_1|^2] E[|P_2|^2]}} \quad (12)$$

O estimador do coeficiente de correlação complexo estimado é definido por:

$$\hat{\gamma} = \frac{\langle P_1 P_2^* \rangle}{\sqrt{\langle |P_1|^2 \rangle \langle |P_2|^2 \rangle}} \quad (13)$$

Aonde $\langle \rangle$ indica um operador de média espacial das componentes complexas do sinal, então $\hat{\gamma}$ é o estimador da coerência interferométrica, tal que $0 \leq \hat{\gamma} \leq 1$.

As regiões com baixa SNR (razão sinal-ruído) como, por exemplo, regiões de água, apresentam baixos valores de coerência, enquanto regiões com alta SNR apresentam altos valores de coerência (áreas mais claras na imagem de coerência). Além de regiões de água, trechos de vegetação densa podem ocasionar coerências interferométricas baixas, ao passo que coerências moderadas ou médias podem ser observadas em regiões onde há vegetação em desenvolvimento ou em movimento, como as florestas secundárias ou em regeneração (ex. Fig. 28).

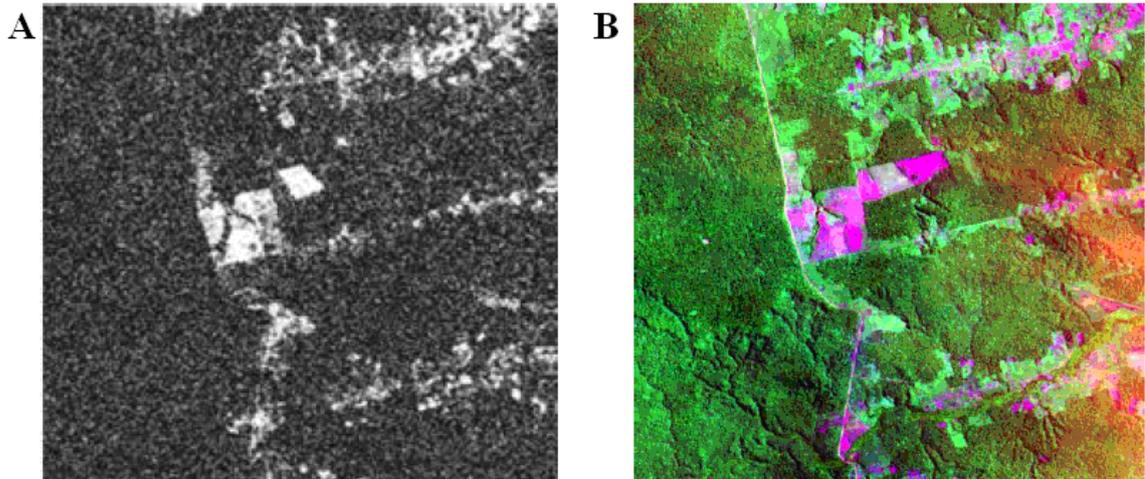
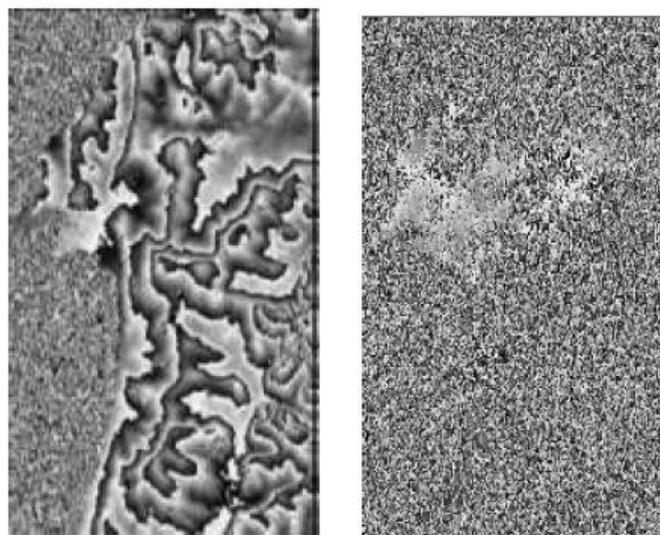


Figura 28. (A) Imagem de coerência ERS-1/2 (14 e 15/04/1996); (B) imagem óptica TM (R3G4B5) de 18/03/1996. Pode se notar que as áreas com densa vegetação na imagem B aparecem como áreas escuras na imagem de correlação. Fonte: Gaboardi (2002).

Valores mais altos de coerências são relacionados às regiões de solo exposto, pastagens, edificações (cidades) e deserto. No caso de interferometria de múltiplas passagens, o deslocamento aleatório dos espalhadores individuais ocorrido entre as aquisições das imagens, devido à descorrelação temporal, reduz a coerência interferométrica (Wegmüller e Werner, 1997). Sendo assim, pode-se inferir que a descorrelação temporal, conhecida também como “linha-base temporal”, é um dos principais fatores que afetam o valor observado das coerências interferométricas entre imagens adquiridas em passagens repetidas. Como regra geral, supõe-se que a coerência tende a diminuir com o aumento do intervalo de tempo entre as aquisições do par interferométrico (Fig. 29).



Interferograma: 1 dia

15 meses

Figura 29. Exemplo de descorrelação temporal com interferograma de 1 dia e 15 meses. Modificado: Mura (2013).

2.1.7.4 Geocodificación

Geocodificación é o proceso de atribución de coordenadas geográficas (latitude e longitude, por exemplo) aos puntos da imaxe interferométrica resultante, pasando das coordenadas de radar (range-doppler) para coordenadas geográficas (lat, lon).

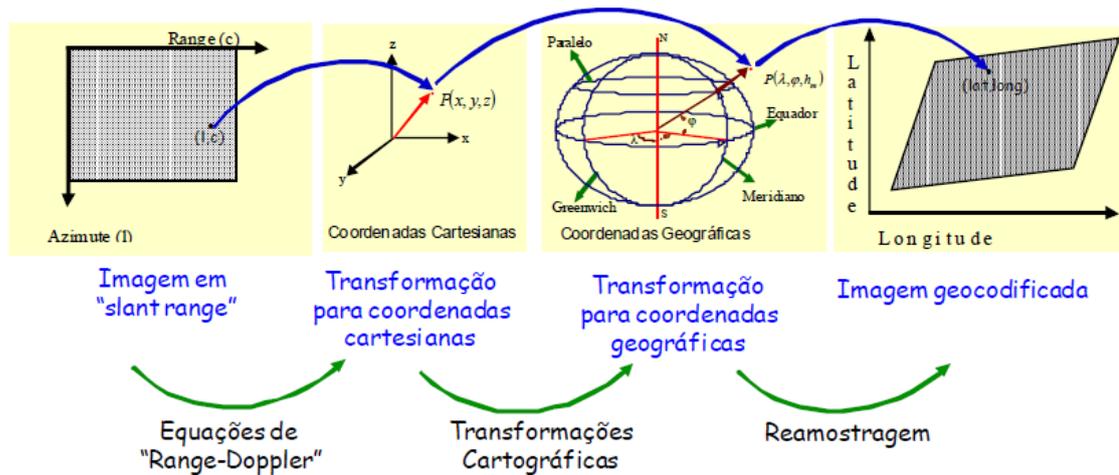


Figura 30. Síntese do processo de geocodificação. Modificado: Mura (2013).

2.2 Teoria do Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS)

2.2.1 Sistemas de Referência

O sistema de referência terrestre é mantido pelo O Serviço Internacional de Sistemas de Referência e Rotação da Terra (IERS, International Earth rotation and Reference systems Service) em associação com a União Internacional de Geodésia e Geofísica (IUGG, International Union of Geodesy and Geophysics) e a União Astronômica Internacional (IAU, International Astronomical Union), usando vários métodos geodésicos incluindo VLBI (very long baseline interferometry), SLR (satellite laser ranging), LLR (lunar laser ranging) e GNSS. O sistema de referência do IERS é composto pelo IERS Celestial Reference Frame (ICRF) e pelo IERS Terrestrial Reference Frame (ITRF).

Para facilitar a representação de um ponto sobre a superfície da terra, são assumidos alguns parâmetros e assim se faz conveniente o uso da convenção de Terra-Centrada Terra-Fixa (ECEF, Earth-Centered Earth-Fixed), que é um sistema de coordenadas geocêntricas (x,y,z) , orientado segundo a regra da mão direita, onde o centro de massas e a origem cartesiana coincidem e o eixo-z é o pólo de rotação da Terra (CIO, Conventional International Origin). O plano xy é chamado de plano equatorial e o plano xz é definido como meridiano zero nessa convenção (Boucher et al., 1996). O Marco de Referência Convencional Terrestre (CTRF, Conventional Terrestrial Reference Frame) é definido como um conjunto de pontos físicos com coordenadas precisas determinadas num sistema específico de coordenadas, como a materialização de um sistema ideal de referência terrestre (Kovalevsky et al., 1989; Boucher, 2000). Para descrever o movimento dos satélites GPS, um sistema inercial de coordenadas foi definido como sistema de coordenadas de espaço fixo centrado na Terra (ECSF, Earth-centred Space-fixed), que se desloca ao redor do sol, mas sem rotação em relação ao (CIO) (Fig.31).

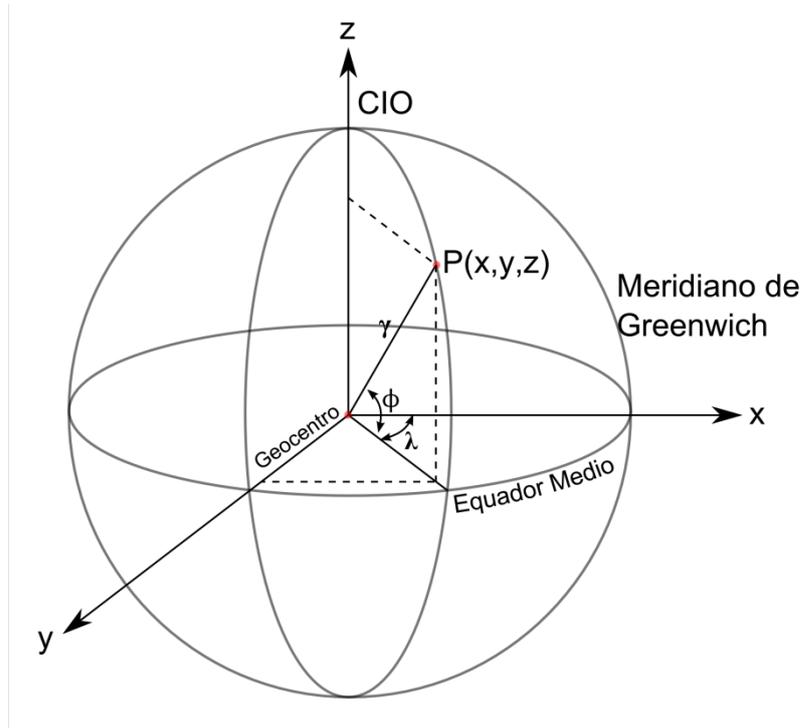


Figura 31. Sistema de coordenadas cartesianas e esféricas num Sistema de coordenadas de Terra-Centrada Terra-Fixa (ECEF).

Se r é o raio do ponto (x,y,z) , ϕ é a latitude e λ é a longitude geocêntricas. A relação entre (x,y,z) e (r, ϕ, λ) é dada por:

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r \cos \phi \cos \lambda \\ r \cos \phi \sin \lambda \\ r \sin \phi \end{pmatrix} \text{ ou } \begin{cases} r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \\ \tan \lambda = y/x \\ \tan \phi = \sqrt{x^2 + y^2} / z \end{cases} \quad (14)$$

Um sistema de coordenadas elipsoidais (ϕ, λ, h) , também chamado sistema geodésico de coordenadas (Fig. 32), pode ser definido baseado nas coordenadas do sistema ECEF (Xu, 2007), onde a superfície elipsoidal é um elipsóide de rotação com eixos a , maior, b , menor e aplanamento f . A longitude geocêntrica e geodésica são idênticas. A relação entre (x,y,z) e (ϕ, λ, h) é dada por:

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (N + h) \cos \phi \cos \lambda \\ (N + h) \cos \phi \sin \lambda \\ (N(1 - e^2) + h) \sin \phi \end{pmatrix} \text{ ou } \begin{cases} \tan \phi = \frac{z}{\sqrt{x^2 + y^2}} \left(1 - e^2 \frac{N}{N+h}\right)^{-1} \\ \tan \lambda = y/x \\ h = \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{\cos \phi} - N \end{cases} \quad (15)$$

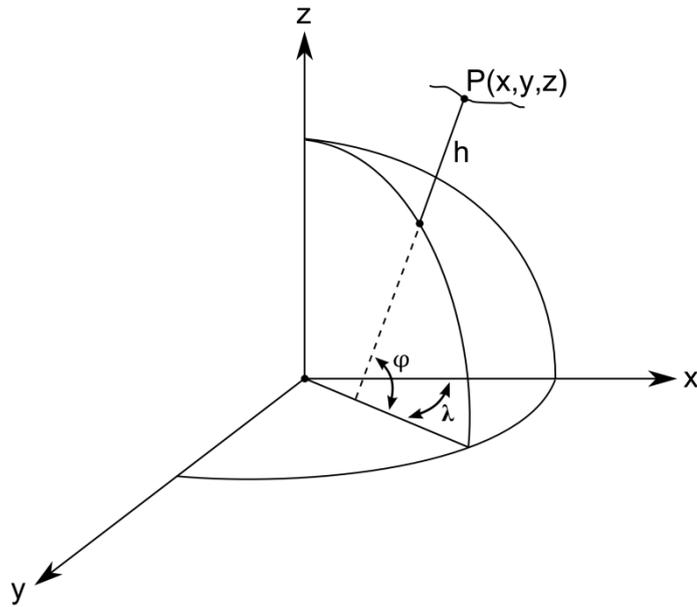


Figura 32. Sistema de coordenadas elipsoidais.

$$N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}} \quad (16)$$

N é o raio da curvatura na primeira vertical, com e sendo a primeira excentricidade. A equação 16 e A Figura 33 mostram o significado geométrico de N . No caso, h e φ , tem que ser resolvidos por métodos iterativos, embora a convergência seja rápida se $h \ll N$. O aplanamento e a primeira excentricidade são definidas como (Tabela 1):

$$f = \frac{a-b}{a}, \quad e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a} \quad (17)$$

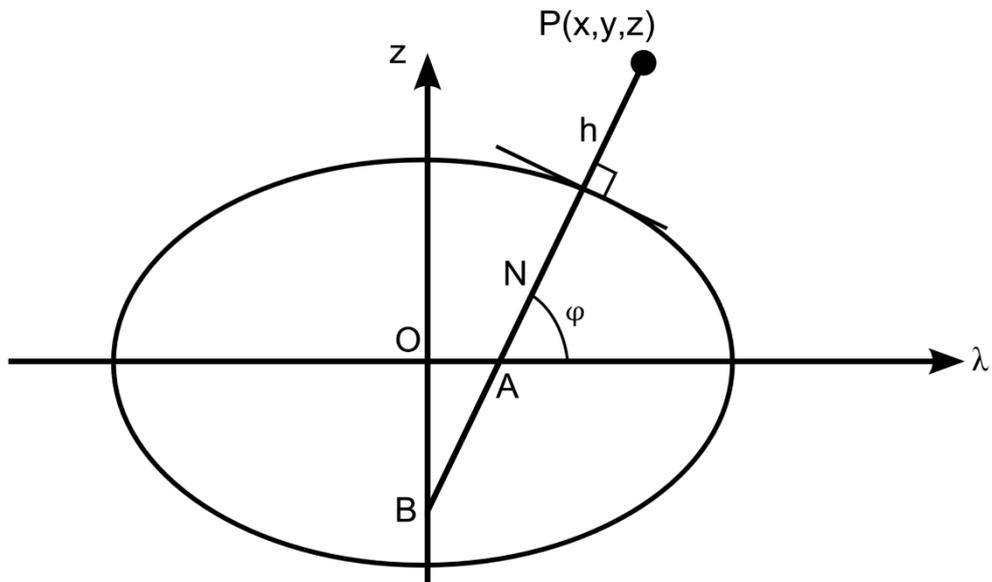


Figura 33. Raio de curvatura no primeiro vertical.

Nos casos onde $\varphi = \pm 90^\circ$ ou h é muito grande as formulas podem se tornar instáveis, e alternativamente são usadas as formulas de Lelgemann (2002):

$$\text{ctan}\varphi = \frac{\sqrt{x^2+y^2}}{z+\Delta z} \quad (18)$$

$$\Delta z = e^2 N \sin \varphi = \frac{ae^2 \sin \varphi}{\sqrt{1-e^2 \sin^2 \varphi}} \quad (19)$$

Δz e $e^2 N$ são as longitudes de \overline{OA} e \overline{AB} (Fig. 33), respectivamente, e h pode ser obtida usando Δz

$$h = \sqrt{x^2 + y^2 + (z - \Delta z)^2} - N \quad (20)$$

Tabela 1: Parâmetros geométricos usados pelos sistemas de referência mais usados pelos sistemas GNSS.

Sistema de referência	a (m)	f
WGS84^a	6378137	1 / 298.2572236
ITRF-96^b	6378136.49	1 / 298.25645
PZ-90^c	6378136	1 / 298.2578393

a) World Geodetic System 1984, usado pelo sistema GPS-Navstar

b) International Terrestrial Reference Frame 1996, usado pelo IERS (International Earth Rotation Service)

c) Parâmetros do ano 1990, sistema de coordenadas do GLONASS

A relação entre a latitude geocêntrica ϕ e geodésica φ , é dada por:

$$\tan \phi = \left(1 - e^2 \frac{N}{N+h}\right) \tan \varphi \quad (21)$$

2.2.2 Transformação entre sistemas de coordenadas

Qualquer sistema de coordenadas pode ser transformado de um sistema de coordenadas para outro usando três rotações se suas origens são as mesmos e se os dois são orientados segundo a regra da mão direita ou da mão esquerda. As matrizes de rotação são:

$$R_1(\alpha) = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \alpha & \sin \alpha \\ 0 & -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad (22)$$

$$R_2(\alpha) = \begin{bmatrix} \cos \alpha & 0 & -\sin \alpha \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \alpha & 0 & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad (23)$$

$$R_3(\alpha) = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha & 0 \\ -\sin \alpha & \cos \alpha & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (24)$$

nas quais α é o ângulo de rotação com sinal positivo para uma rotação no sentido horário. R_1, R_2, R_3 são chamados matrizes de rotação ao redor dos eixos x, y, z, respectivamente. $R^{-1}(\alpha) = R^T(\alpha)$ e $R^{-1}(\alpha) = R(-\alpha)$, o que indica que a matriz de rotação é ortogonal, sendo R^{-1} a matriz inversa e R^T a matriz transposta. No caso de dois sistemas cartesianos de coordenadas com origens e unidades de longitude diferentes, a matriz geral de transformação é dada por:

$$X_n = X_0 + \xi R X_\theta$$

$$\begin{pmatrix} x_n \\ y_n \\ z_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{pmatrix} + \xi P R \begin{pmatrix} x_\theta \\ y_\theta \\ z_\theta \end{pmatrix} \quad (25)$$

ξ é o fator de escala (ou razão dos dois comprimentos) e R é a matriz de transformação formada pelas três matrizes de rotação. X_n e X_θ representam os sistemas de coordenadas novo e o original, e X_0 representa o vetor de translação entre os dois sistemas. Este método é conhecido como transformação de Helmert com sete parâmetros, três de translação, três de rotação e um de escala. Se o ângulo α é muito pequeno, então $\sin \alpha \approx \alpha$ e $\cos \alpha \approx 1$, assim, se os três ângulos de rotação $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ arredor ao redor dos eixos x, y, e z são muito pequenos a matriz de rotação R pode ser simplificada (Lelgemann and Xu, 1991). Assim:

$$R = R_1(\alpha_1)R_2(\alpha_2)R_3(\alpha_3)$$

$$R = \begin{bmatrix} 1 & \alpha_3 & -\alpha_2 \\ -\alpha_3 & 1 & \alpha_1 \\ \alpha_2 & -\alpha_1 & 1 \end{bmatrix} \quad (26)$$

O sistema de coordenadas topocêntricas (U,V,W) é um sistema de coordenadas orientado segundo a regra da mão esquerda e definido com o eixo-U positivo para o norte, eixo-V positivo para o leste e eixo-W positivo ao longo da normal ao elipsóide. A transformação do sistema geocêntrico (x,y,z) para o sistema topocêntrico é definida por:

$$\begin{pmatrix} U \\ V \\ W \end{pmatrix} = R_2(90^\circ - \phi)R_3(\lambda) \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \quad (27)$$

Esta transformação é útil para reduzir a altura da antena GPS para uma marca geodésica, expressando os vetores da linha base em termos das componentes horizontais e verticais, e a correção para excentricidade do sitio (Taunissen and Kleusberg, 1998).

2.2.3 Sistemas de tempo

Três sistemas de tempo são usados nos estudos por satélite: tempo sideral, tempo atômico e tempo dinâmico (e.g., Hofman-Wellenhof et al. 1997; Leick 1995; McCarthy & Luzum 1995; King et al. 1987).

O tempo sideral é medido em relação às rotações da Terra e é definido como o ângulo horário do ponto vernal. Este tempo também é chamado de tempo sideral de Greenwich, sendo que o tempo universal (UT) foi adotado pela União Astronômica Internacional (IAU), como o ângulo horário do transito aparente do sol na órbita uniforme no plano equatorial, o que na prática baseia-se na alternância do dia e da noite. O UT não é uniforme porque o tempo de rotação da Terra não é uniforme e porque a velocidade angular de rotação também não é uniforme. A variação do UT é também em parte causada pelo movimento polar da terra.

O TAI (Tempo Atômico Internacional) é um sistema de tempo uniformemente escalado e calculado usando relógios atômicos. Este tempo é usado no sistema de Terra-Centrada Terra-Fixa (Fig. 31). Os sistemas de navegação por satélite GNSS usam o TAI com alguns lapsos de tempo de ajuste, como exemplo o GPST (sistema de tempo do GPS ajustado em 19s). A primeira medição do tempo atômico foi adotada em substituição do antigo padrão do SI que considerava o segundo como a fração de 1/86400 do dia solar médio. A 13ª CGPM (Conferência Geral de Pesos e Medidas) adotou o valor padrão do segundo como a duração de 9,192,631,770 períodos da radiação correspondente entre dois níveis hiperfinos do estado fundamental do Césio 133. A relação entre os diferentes sistemas de tempo é dada por:

$$\begin{aligned} TAI &= GPST + 19.0s \\ GPST &= UTC + 11s \\ TAI &= TDT - 32.184s \\ TAI &= UTC + n(s) \\ UT_1 &= UTC + dUT_1 \end{aligned} \quad (28)$$

na qual o dUT_1 pode ser obtido do IERS, tal que $dUT_1 < 0.7s$ (Zhu et al., 1996). UT_1 é um tempo universal corrigido pelo movimento polar.

O tempo dinâmico (TD) é um tempo uniformemente escalado e representa uma variável independente nas equações do movimento dos corpos num campo gravitacional de referência, de acordo com teoria geral da relatividade. Os dois sistemas mais importantes de tempo dinâmico de referência dependem do campo inercial ou quase inercial de referência.

O TDB (Tempo Dinâmico Baricêntrico) corresponde ao tempo num sistema inercial de coordenadas, onde a origem é o centro de massas dos corpos ou baricentro do sistema solar. Um relógio na Terra apresenta uma variação periódica tão grande quanto 1.6

milissegundos em relação ao TDB devido ao movimento da Terra no campo de gravitacional do Sol. O TDB é muito importante no uso de VLBI (Interferometria de Longa Base) onde os observatórios na Terra registram sinais de rádio extragalácticos.

O TDT (Tempo Dinâmico Terrestre) corresponde a um tempo num sistema quase inercial de coordenadas. Este tempo é suficiente para descrever as equações do movimento de um satélite sem tomar em conta a influência do campo gravitacional do Sol, porque devido ao movimento de rotação da Terra no campo gravitacional do Sol, os dois sistemas têm variação, mas tanto a Terra quanto os satélites que a orbitam sofrem das mesmas perturbações gravitacionais.

De acordo com o IAG, Kaplan (1981):

$$\begin{aligned} TDB &= TDT + 0.001658 \sin(g + 0.0167 \sin g) \\ g &= (357.528^\circ + 35999.050^\circ T) \left(\frac{\pi}{180^\circ} \right) \end{aligned} \quad (29)$$

Sendo que $T = (JD - 2451545.0)/36525$ dado em séculos Julianos do TDB.

2.2.4 Órbitas dos satélites

Em 1609 Johannes Kepler publicou suas duas primeiras leis do movimento planetário no trabalho intitulado *Astronomia Nova*. A terceira lei foi publicada no trabalho *Harmonices Mundi Libri* de 1619. Estas leis permitem descrever as órbitas dos satélites, pelo que usualmente são chamadas de movimento Kepleriano e o problema é chamado de problema dos dois corpos. As leis de Kepler são:

1. Os planetas descrevem órbitas elípticas, com o sol num dos focos.
2. O raio vetor que liga um planeta ao Sol descreve áreas iguais em tempos iguais (lei das áreas).
3. Os quadrados dos períodos de revolução (T) são proporcionais aos cubos das distâncias médias (a) do Sol aos planetas. k é uma constante de proporcionalidade.

$$T^2 = ka^3 \quad (30)$$

Os seis elementos Keplerianos para um satélite artificial são (Fig. 34):

- a: semi eixo maior da elipse;
- e: excentricidade;
- i: inclinação da órbita;
- Ω : ascensão reta do nodo ascendente;
- ω : argumento do perigeu (ângulo entre o perigeu e o nodo de ascensão reta, medido no plano orbital na direção do movimento);

t_0 : tempo de passagem pelo perigeu.

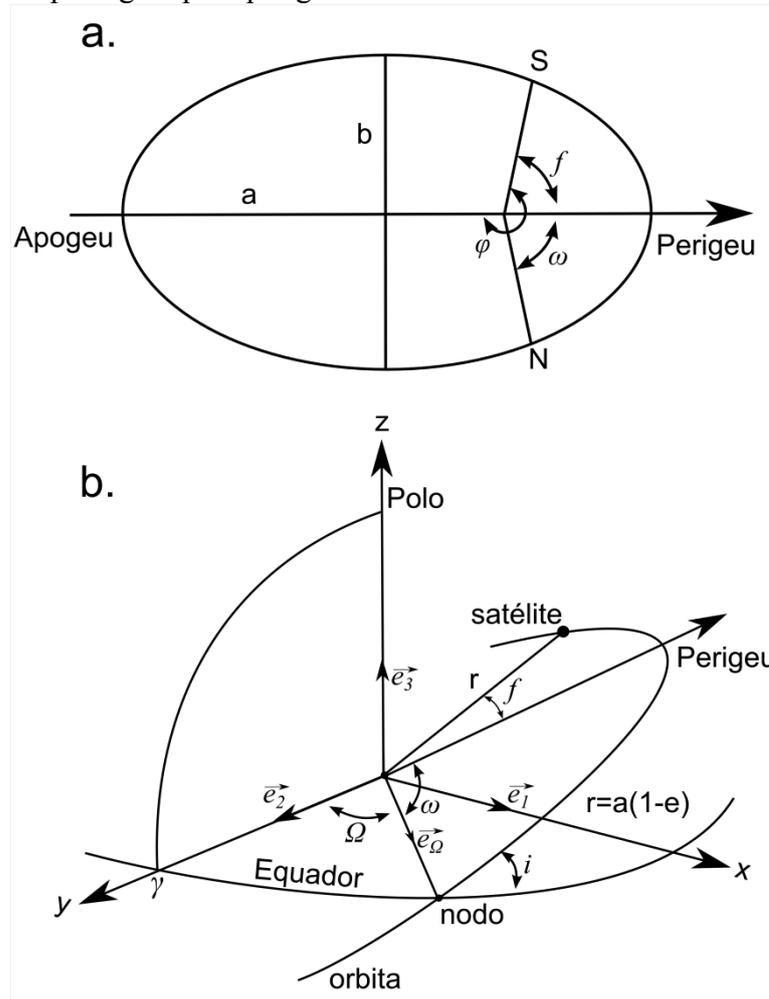


Figura 34. (a) Elipse de movimento do satélite, (b) geometria da órbita. Modificado: Xu (2007).

A equação do movimento do satélite é descrito pela segunda lei do movimento de Newton:

$$\vec{f} = m \cdot a = m \cdot \ddot{\vec{r}} \quad (31)$$

na qual \vec{f} é a força de atração, m é a massa do satélite, e a (aceleração do movimento) ou alternativamente $\ddot{\vec{r}}$ (posição vetorial no espaço inercial). Realmente \vec{f} deve ser entendida como o somatório vetorial de todas as forças atuando na massa m . A lei de gravitação de Newton descreve a força de atração entre dois corpos:

$$\vec{f} = G \frac{m \cdot M}{r^2} \quad (32)$$

na qual G é a constante de gravitação universal e r a distância entre os dois corpos. Assumindo que M é massa total da terra, a distribuição de massa da Terra é simetricamente esférica, e a massa do satélite é desprezível, podem-se obter as equações de movimento para um satélite:

$$m \cdot \ddot{\vec{r}} = -G \frac{m \cdot M}{r^2} \cdot \frac{\vec{r}}{r} \quad (33)$$

$$\ddot{\vec{r}} = -GM \frac{\vec{r}}{r^3} \quad (34)$$

com $\mu = GM$ chamada constante gravitacional da terra. A forma do vetor da equação de movimento pode ser rescrita $\vec{r} = (x, y, z)$ usando as componentes x, y e z .

$$\ddot{x} = -\frac{\mu}{r^3} x \quad (35)$$

$$\ddot{y} = -\frac{\mu}{r^3} y \quad (36)$$

$$\ddot{z} = -\frac{\mu}{r^3} z \quad (37)$$

ou na forma vetorial

$$\vec{r} \times \ddot{\vec{r}} = 0 \quad (38)$$

Derivando em relação ao tempo

$$\frac{d(\vec{r} \times \dot{\vec{r}})}{dt} = 0 \quad (39)$$

E integrando

$$\vec{r} \times \dot{\vec{r}} = \vec{h} = \begin{pmatrix} A \\ B \\ C \end{pmatrix} \quad (40)$$

A, B e C são constantes de integração e formam a constante de integração vetorial \vec{h} no sistema equatorial representada assim:

$$h = \sqrt{A^2 + B^2 + C^2} = |\vec{r} \times \dot{\vec{r}}| \quad (41)$$

sendo que usando esta formulação é possível estimar o ângulo chamado ascensão reta do nodo ascendente Ω (ângulo entre nodo ascendente e o eixo- x) e a inclinação i em relação ao plano equatorial. A constante h é duas vezes a área varrida pelo radio durante uma unidade de tempo, de acordo com a segunda lei de Kepler. Assim $h/2$ é chamada de velocidade de área do satélite. O satélite se desloca no plano de campo de força central. O ângulo i (Fig. 34) é chamado de ângulo inclinação do satélite, alternativamente o ângulo i é o ângulo entre o vetor $\vec{z} = (0,0,1)$ e $\vec{h} = (A, B, C)$

$$\cos i = \frac{\vec{z} \cdot \vec{h}}{|\vec{z}| \cdot |\vec{h}|} = \frac{C}{h} \quad (42)$$

$$i = \sqrt{\frac{A^2 + B^2}{C^2}} \quad (43)$$

O plano orbital corta o plano equatorial em dois pontos. Eles são chamados de nodo ascendente N. O vetor \vec{s} indica o vetor entre o centro da Terra até o ponto ascendente, assim:

$$\vec{s} = \vec{z} \times \vec{h}. \quad (44)$$

$$\cos \Omega = \frac{\vec{s} \cdot \vec{x}}{|\vec{s}| \cdot |\vec{x}|} = \frac{-B}{\sqrt{A^2 + B^2}} \quad (45)$$

$$\sin \Omega = \frac{\vec{s} \cdot \vec{y}}{|\vec{s}| \cdot |\vec{y}|} = \frac{A}{\sqrt{A^2 + B^2}} \quad (46)$$

$$\Omega = \arctan \frac{A}{-B} \quad (47)$$

Os parâmetros i e Ω são definidos exclusivamente pelo plano orbital, portanto são chamados parâmetros do plano orbital. Outro elemento importante é o período de revolução do corpo U do satélite, derivado desse valor é possível estimar o movimento médio ou velocidade média angular do corpo no plano orbital (Hofmann et al. 2001), assim:

$$n = \frac{2\pi}{U} \quad (48)$$

sendo que para estimar a posição e a velocidade do vetor em qualquer ponto num tempo dado, Kepler introduz a chamada anomalia média M definida como:

$$M = n(t - t_0) \quad (49)$$

Anomalia da excentricidade (E) é útil para calcular a posição de um corpo em qualquer momento numa órbita Kepleriana. A equação de Kepler é definida como:

$$M = E - e \sin E \quad (50)$$

Esta equação é transcendental, portanto, E não pode ser resolvida algebricamente, assim, em geral são usadas análises numéricas e expansões de séries para sua avaliação. Assim, resolvendo a equação de Kepler, podem ser avaliadas as coordenadas do corpo:

$$x = a(\cos E - e) \quad (51)$$

$$y = a\sqrt{(1 - e^2)} \cdot \sin E \quad (52)$$

$$z = 0$$

A equação de órbita pode ser representada pela variável E da seguinte forma:

$$r = a(1 - e \cos E) \quad (53)$$

sendo que o sistema de coordenadas do plano orbital de qualquer satélite estará definido da seguinte maneira: primeiro eixo na direção do nodo ascendente, terceiro eixo vertical ao plano de órbita e segundo eixo ortogonal para completar um sistema orientado segundo a regra da mão direita. A matriz $R_i(w)_{3 \times 3}$ descreve as rotações no sentido horário: 1. Em torno do

terceiro eixo desde o perigeu ao nodo $R_3(-\omega)$, (ω é chamado de argumento do perigeu); 2. Em torno do primeiro eixo $R_1(-i)$ com ângulo de inclinação i ; e 3. Em torno do terceiro eixo desde o nodo ao ponto do equinócio vernal $R_3(-\Omega)$. Isto permite estimar as coordenadas x', y', z' no sistema equatorial ECSF:

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} = R_3(-\Omega)R_1(-i)R_3(-\omega) \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \quad (54)$$

2.2.4.1 Órbitas GPS e GLONASS

O sistema de posicionamento global GPS dos Estados Unidos consiste em três segmentos: o segmento espacial, o segmento de controle e o segmento do usuário. O segmento espacial consiste em numa constelação de 24 satélites operacionais que transmitem sinais de uma via, e se encontram situados aproximadamente a 20,200 km numa órbita terrestre média. As órbitas estão organizadas em seis planos orbitais igualmente espaçados ao redor da Terra com quatro satélites. Em junho de 2011 a força aérea dos Estados Unidos aumentou em três satélites a constelação resultando numa melhora em algumas partes da Terra. O sistema de controle operacional (OCS) para o GPS começou em 1985, em Colorado Springs USA. O controle mestre é responsável pelo controle dos satélites, a determinação, predição e divulgação das efemérides e informação dos relógios. Três tipos de órbitas são disponibilizadas:

- Órbita transmitida: disponibilizadas em tempo real, são transmitidas pelos satélites GPS.
- Órbitas precisas: disponibilizadas 4-8 semanas depois das observações e são produzidas pela força naval dos EEUU.
- Órbitas IGS: são produzidas pelo serviço internacional de GPS para geodinâmica, disponibilizadas para o uso científico, duas semanas depois das observações.

Geralmente as órbitas transmitidas são suficientes para a maioria das aplicações do sistema GPS, embora para aplicações muito precisas a melhor opção são as órbitas IGS, pela disponibilidade e alta qualidade. Usando as coordenadas transmitidas pode se determinar a posição do satélite no sistema de coordenadas do plano orbital assim:

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r \cos u \\ r \sin u \\ 0 \end{pmatrix} \quad (55)$$

na qual $u = \omega + f$, sendo f a anomalia verdadeira. O vetor de posição pode ser rotacionado ao sistema ECSF usando $R_3(-\Omega)R_1(-i)$ e então rotacionado ao sistema ECEF usando $R_3(\Theta)$, sendo que Θ é o tempo sideral de Greenwich:

$$\Theta = \omega_e(t - t_{re}) + \omega_e t_{re} \quad (56)$$

na qual ω_e é a velocidade angular da terra, t_{re} é o valor da época de referência da efeméride.

O vetor de posição do satélite no sistema ECEF é:

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix}_{ECEF} = R_3(-\Omega + \Theta)R_1(-i) \begin{pmatrix} r \cos u \\ r \sin u \\ 0 \end{pmatrix} \quad (57)$$

No caso das órbitas precisas são disponibilizadas pelo IGS, na forma de resultados pós-processados no sistema de coordenadas ECEF, para a posição de todos os satélites os vetores de posição, os dados em três componentes x,y,z (em km) e que também incluem os erros dos relógios (na ordem de 10^{-6} seg).

O sistema GLONASS é operado pelas forças espaciais da federação Russa, e o sistema é comparável com o sistema GPS porque usa os mesmos princípios de transmissão e métodos de posicionamento. O sistema consiste numa constelação de 21 satélites em três planos orbitais. Os nodos ascendentes dos panos orbitais estão separados 120 graus e os satélites no mesmo plano estão separados regularmente a cada 45 graus. Cada satélite opera numa órbita quase circular com semi-eixo maior de 25,510 km, ângulo de inclinação de 64.8 graus e órbita de ~11 horas e 16 min. O GLONASS tem sistema de coordenadas e tempo diferente do GPS e não são completamente compatíveis; embora seja possível conseguir interoperabilidade entre os dois sistemas. As efemérides do GLONASS também são transmitidas em tempo real e também é estão disponíveis as efemérides precisas num formato similar ao do GPS.

2.2.5 Fontes de erro das observações GNSS

Existem muitas fontes de influências físicas geradoras de incertezas ou erro dos dados observados e medições feitas com GNSS. Estas fontes incluem efeitos ionosféricos e troposféricos, relativistas, maré terrestre, maré de carga oceânica, erros dos relógios, centro de

massa das antenas, correções do centro de fase, efeitos do multicaminhamento, *anti spoofing*, mudança das antenas, disponibilidade seletiva, assim como erro instrumental.

Os efeitos ionosféricos são uma fonte importante de erro das medições feitas com GNSS. A principal consequência deste efeito é o atraso e adiantamento do sinal que pode ser de uns poucos metros até umas poucas dezenas de metros, embora o efeito ionosférico seja dependente da frequência. Por isto, os sistemas GNSS são concebidos para trabalhar em várias frequências, assim, os efeitos ionosféricos podem ser minimizados ou corrigidos. Por exemplo, o sistema GPS transmite em três frequências portadoras L1 (1575.42 MHz), L2(1227.60 MHz) e L5(1176.45 MHz), sendo que estas são obtidas pela multiplicação da frequência fundamental de 10.23 MHz (frequência dos relógios atômicos a bordo dos satélites) por 154, 120 e 115 respectivamente. No caso do sistema GLONASS os satélites transmitem os sinais de código em duas bandas de frequências 1602-1615.5 MHz e 1246-1256.5 MHz, com uma frequência de intervalo de 0.5625MHz e 0.4375 MHz respectivamente, usando relógios de césio com estabilidade perto de 10^{-13} seg. No caso da troposfera, é um meio não dispersivo para frequências de radio abaixo de 15 GHz, o que atrasa as frequências portadoras e os códigos por igual, por isto, o atraso troposférico não pode ser removido pela combinação das frequências L1 e L2 (El-Rabbany, 2002).

A velocidade de fase v_p de uma onda eletromagnética com comprimento de onda λ , frequência f que se propaga no espaço pode ser representada por:

$$v_p = \lambda f \quad (58)$$

O índice p indica fase. Assim, um sinal modulado vai se propagar no espaço com velocidade v_g , chamada velocidade de grupo. Embora as duas velocidades sejam diferentes, Rayleigh há mais de cem anos estabeleceu uma relação entre as duas (Seeber, 1993; Xiu 2003):

$$v_g = v_p - \lambda \frac{dv_p}{d\lambda} \quad (59)$$

sendo que $dv_p/d\lambda$ é a diferenciação de v_f em relação à comprimento de onda. Se a onda eletromagnética é propagada no vácuo, as velocidades de grupo e de fase são as mesmas e são iguais à velocidade da luz no vácuo. Nesse caso, o meio é chamado não-dispersivo, caso contrário, o meio é chamado de dispersivo, sendo necessário o uso de dois fatores chamados índices de refração, n_g e n_p . O índice de fase refrativa pode ser aproximado assim:

$$n_p = 1 + \frac{a_1}{f^2} + \frac{a_2}{f^3} + \dots \quad (60)$$

sendo que os coeficientes a_1 e a_2 dependem do conteúdo de densidade eletrônica N_e que pode ser determinada. O coeficiente a_1 foi estimado por Seeber (1993) no valor de $a_1 = -40.3N_e$

$$n_g = 1 + \frac{a_1}{f^2} + \frac{2a_2}{f^3} \quad (61)$$

o que permite estimar o conteúdo total de elétrons (TEC) na direção do Zenith como:

$$\text{TEC} = \int_{\text{zenith}} N_e ds \quad (62)$$

Os efeitos da ionosfera para as duas frequências do GPS podem ser expressos como:

$$\delta_p(f_1) = \frac{A_1}{f_1^2} \text{ e } \delta_p(f_2) = \frac{A_1}{f_2^2} \quad (63)$$

na qual $A_1 = \int a_1 ds$, assim, usando uma combinação dos dois termos é possível eliminar ou diminuir os efeitos ionosféricos da primeira ordem:

$$f_1^2 \delta_p(f_1) - f_2^2 \delta_p(f_2) = 0 \quad (64)$$

Para eliminar efeitos de segunda ordem é usada a combinação de tripla frequência e a combinação de fase e código. Além dos métodos descritos também são usados modelos ionosféricos. O principal é o modelo ionosférico transmitido no sinal do GPS, este método pode remover ~50% do atraso ionosférico (Langly 1998).

A troposfera é parte inferior da atmosfera, e é composta por um meio não-dispersivo, assim, o efeito troposférico é independente da frequência do sinal. O atraso troposférico depende da temperatura, pressão, umidade e localização da antena do GPS e pode ser analogamente representada assim:

$$\delta = \int (n - 1) ds, \quad (65)$$

sendo que n é o índice refrativo da troposfera. A integração é feita ao longo do caminho de transmissão do sinal, e é escalada como $N = 10^6(n - 1)$, no qual N é chamado de refratividade troposférica e pode ser separada entre seca (~10%) e úmida (~90%).

$$\delta = \delta_u + \delta_s = 10^6 \int N ds \quad (66)$$

Se a integração é feita ao longo da direção do Zenith (índice z), tem-se que:

$$\delta_u = \delta_{uz} F_u \text{ e } \delta_s = \delta_{sz} F_s \quad (67)$$

Assim para fazer a correção do atraso troposférico são necessários modelos empíricos da troposfera baseados em funções de mapeamento do atraso na direção do Zenith.

Para o tratamento do efeito relativístico no GPS, só uma pequena parte da teoria da relatividade geral é necessária, sendo que o efeito pode ser interpretado como o efeito causado pela energia cinética devida ao movimento (Ashby e Spliker, 1996) e pode ser formulado como:

$$\frac{\Delta t - \Delta t'}{\Delta t'} = \frac{\Delta s - \Delta s'}{\Delta s'} = \frac{f - f'}{f'} = \frac{1}{2} \left(\frac{v}{c} \right)^2 + \frac{\Delta U}{c^2} \quad (68)$$

O efeito pode ser causado pela energia potencial ΔU devido à presença do campo gravitacional U . A presença do campo gravitacional indica aceleração do campo s' em relação ao sistema s . Detalhes podem ser encontrados em (Ashby e Spliker 1996).

O fenômeno da maré terrestre se apresenta pela deformação do corpo elástico da Terra causado pela força de atração gravitacional da Lua e do Sol. Geralmente o problema é dividido em dois sistemas, Lua-Terra e Sol-Terra. Para o caso do sistema Lua-Terra a massa do centro pode ser encontrada numa distância de R_T (raio da terra) na direção da linha reta entre o centro da Terra e a Lua. Para um ponto p na Terra, o potencial de maré gerado pela Lua pode ser definido como:

$$W_p = \mu_l \left(\frac{1}{r'} - \frac{1}{r} \frac{\rho}{r^2} \cos z \right) \quad (69)$$

com r como a distância geocêntrica da Lua, ρ é a distância geocêntrica do ponto p , μ_l é a constante gravitacional da Lua, z é o ângulo geocêntrico zenital da Lua e r' é a distância entre o ponto p e o centro da Lua. Esta equação pode ser desenvolvida usando polinômios de Legendre e o teorema de adição para expressar o potencial da maré com a formulação de Laplace (Lamberck 1988). Como resultado, a estimativa do deslocamento resultante pelo potencial da maré pode ser encontrada usando:

$$\Delta S_r = h \frac{W_p}{g} = \sum_{n=2}^{\infty} h_n \frac{W_p^{(n)}}{g} \quad (70)$$

$$\Delta S_\varphi = l \frac{\partial W_p}{g \partial \varphi} = \sum_{n=2}^{\infty} l_n \frac{\partial W_p^{(n)}}{g \partial \varphi} \quad (71)$$

$$\Delta S_\lambda = l \frac{\partial W_p}{g \cos \varphi \partial \lambda} = \sum_{n=2}^{\infty} l_n \frac{\partial W_p^{(n)}}{g \cos \varphi \partial \lambda} \quad (72)$$

sendo que $W_p^{(n)}$ é potencial de maré de grau n , φ é a latitude do ponto p . ΔS_r , ΔS_φ , ΔS_λ são os deslocamentos nas direções radial, norte e leste, respectivamente. l_n e h_n são os números de Love e Shida de grau n (Vandenberg & Baver 2000). $g = \mu/R_E^2$; μ é a constante gravitacional da Terra e R_T é o radio da Terra (Poutanen et al. 1996).

2.2.6 Equações e algoritmos de observações GNSS

As observações GNSS estão definidas em três tipos diferentes de dados transmitidos: *código de pseudo-distância* (pseudo-range), *fase da onda portadora* e as *medições Doppler*. Os receptores GPS podem ser classificados: 1) pelo tipo de sinal que podem receber (código de pseudo-distância e fase da onda portadora) ou 2) pelos códigos disponíveis (Código C/A, código-P, ou código-Y), sendo o código-C/A (Coarse/adquisition) disponível para uso civil e modulado no sinal L1. O código-P (Precision-code) foi originalmente reservado para usos militares e é modulado nos sinais L1 e L2, mas disponibilizado para uso civil posteriormente como L2C. O código-Y é um sinal criptografado de uso militar.

A *pseudo-distância* é a distância entre o satélite e o receptor GPS. Ela é chamada de pseudo por diferir da distância verdadeira por influencia dos erros de sincronização entre os relógios do satélite e do receptor.

Sendo t_e o tempo de emissão do sinal GNSS e t_r o tempo no momento da recepção, a medição da pseudo-distância é igual à distância geométrica, que pode ser denotada por:

$$R_r^s(t_r, t_e) = (t_r - t_e)c - (\delta t_r - \delta t_s)c \quad (73)$$

Na qual c é a velocidade da luz, e r subscrito representa o receptor e s o satélite, respectivamente. t_r é a época em que pseudo-distância foi medida. $\delta t_r, \delta t_s$ são os erros nos relógios do receptor e do satélite. O termo δt_s é conhecido a través da determinação da órbita do satélite, e esses erros são modelados por polinômios de tempo. Estes coeficientes são transmitidos aos usuários junto com a mensagem de navegação. A distância geométrica do primeiro termo da equação é dada por:

$$\rho_r^s(t_r, t_e) = \sqrt{(x_s - x_r)^2 + (y_s - y_r)^2 + (z_s - z_r)^2} \quad (74)$$

sendo (x_s, y_s, z_s) as coordenadas do satélite em função do tempo t_e as coordenadas do receptor (x_r, y_r, z_r) em função do tempo t_r . Na prática, o tempo t_e é desconhecido, assim como o tempo de transmissão, embora seja estimado em aproximadamente 0.07s. Assim, levando em conta os efeitos ionosféricos e troposféricos, a maré terrestre, o efeito da carga oceânica, o multicaminhamento e os efeitos relativísticos, além de erros remanescentes, a equação pode ser expressa assim:

$$R_t^s(t_r, t_e) = \rho_r^s(t_r, t_e) - (\delta t_r - \delta t_s)c + \delta t_{ion} + \delta t_{tro} + \delta t_{mar} + \delta t_{mul} + \delta t_{rel} + \varepsilon \quad (75)$$

A *fase da onda portadora* é o nome dado ao cálculo de posicionamento GPS que utiliza a diferença de fase entre a fase do sinal gerado no receptor e a fase do sinal proveniente do satélite. No caso de propagação no vácuo e livre de erros, a fase da onda portadora pode ser representada assim:

$$\Phi_r^s(t_r) = \Phi_r(t_r) - \Phi^s(t_r) + N_r^s \quad (76)$$

Φ_r expressa a fase do oscilador do receptor e Φ^s expressa a fase do sinal recebido pelo satélite. N_r^s é a ambiguidade relacionada ao receptor e ao satélite. O sinal da fase recebida do satélite no tempo da recepção é igual à fase do sinal emitido Φ_e^s pelo satélite no momento da emissão.

$$\Phi^s(t_r) = \Phi_e^s(t_r - \Delta t) \quad (77)$$

Levando em conta os efeitos ionosféricos e troposféricos, a maré terrestre, o efeito da carga oceânica, o multicaminhamento e os efeitos relativistas, além de erros remanescentes a equação pode ser expressa assim:

$$\lambda \Phi_e^s(t_r - \Delta t) = \rho_r^s(t_r, t_e) - (\delta t_r - \delta t_s)c + \lambda N_r^s + \delta_{ion} + \delta_{tro} + \delta_{mar} + \delta_{mul} + \delta_{rel} + \varepsilon \quad (78)$$

na qual a fase medida do termo da esquerda está escalada por um fator λ igual à distância entre o satélite no tempo da emissão e a antena no tempo da recepção, mais as correções. A fase é constantemente recalculada durante o rastreamento de sinal, assim, cada vez que a fase é medida os coeficientes são atualizados (Remondi, 1984).

O efeito Doppler é o fenômeno de desvio da frequência de uma onda ou sinal eletromagnético causado pelo movimento relativo do emissor e o receptor. O desvio da frequência é expresso assim:

$$f_d = f - f_r \approx f \frac{V_\rho}{c} = \frac{V_\rho}{\lambda} = \frac{d\rho}{\lambda dt} \quad (79)$$

sendo que $\lambda = (f/c)$, é o comprimento de onda. A contagem Doppler (ou integração Doppler) D é a integração do desvio da frequência das observações do satélite TRANSIT (Xu, 2007) durante o intervalo de um minuto.

$$D = \frac{d\rho}{\lambda dt} \quad (80)$$

A predição de D é uma parte do processo do rastreamento de sinal GPS, e este valor é usado para obter a mudança de fase. Posteriormente a mudança de fase é comparada com o valor preciso medido do desvio de frequência Doppler. Levando em conta os erros médio ambientais, relativísticos e dos relógios, D pode ser expressa assim:

$$D = \frac{d\rho_r^s(t_r, t_e)}{\lambda dt} - -f \frac{d\beta}{dt} + \delta f + \varepsilon \quad (81)$$

sendo que β é o erro do termo do relógio ($\delta t_r - \delta t_s$), δf é a correção por efeitos relativísticos e ε é o erro. Os demais efeitos com propriedades de baixa frequência como ionosfera, troposfera, maré e caminhamento múltiplo são cancelados.

Considerando o sistema todo em coordenadas ECEF, a distância geométrica está em função do vetor de estado da estação ($x_i, y_i, z_i, \dot{x}_i, \dot{y}_i, \dot{z}_i$) ou simplesmente X_i e do vetor de estado do satélite ($x_k, y_k, z_k, \dot{x}_k, \dot{y}_k, \dot{z}_k$) ou X_k . Assim, as observações GPS expressas pelas equações 75, 78 e 81 podem ser generalizadas por uma equação multivariável não linear:

$$Obs = F(X_i, X_k, \delta t_i, \delta t_k, \delta t_{ion}, \delta t_{tro}, \delta t_{mar}, N_i^k, \delta t_{rel}) \quad (82)$$

na qual “Obs” representa as observações e F representa uma função implícita. Esta equação pode ser linearizada por expansão em series de Taylor de primeira ordem (termo linear).

$$Obs = F(Y^0) + \left. \frac{\partial F(Y)}{\partial Y} \right|_{Y^0} \cdot dY + \varepsilon dY \quad sendo \quad dY = (Y - Y^0) = \begin{pmatrix} dy_1 \\ dy_2 \\ \vdots \\ dy_n \end{pmatrix} \quad (83)$$

O valor $|_{Y^0}$ é o valor das derivadas parciais $\left(\frac{\partial F(Y)}{\partial Y} \right)$ e toma o valor de $Y = Y^0$. Com Y^0 sendo o vetor de valores iniciais. Se $F(Y^0)$ é substituído por C (valor calculado) e as derivadas parciais são substituídas por $\left(\frac{\partial F}{\partial y_j} \right) |_{Y^0} = a_j$. Um conjunto de erros observáveis GPS pode ser expresso como sistema de equações lineares:

$$\begin{pmatrix} l_1 \\ l_2 \\ \vdots \\ l_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a_{m1} & a_{m2} & \dots & a_{mn} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} dy_1 \\ dy_2 \\ \vdots \\ dy_n \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_n \end{pmatrix} \quad (84)$$

e pode também ser expresso na forma matricial

$$L = AX + V \quad (85)$$

sendo que l_i são os erros observacionais (O-C, Observado menos calculado) e v_i são os erros de truncamento, e m é o número de observações. O vetor original desconhecido Y pode ser

obtido ao somar dY a Y^0 . Supondo que todas as variáveis são linearmente independentes ou não correlacionadas, a covariância do vetor de erros observável L é:

$$Q_{LL} = \text{cov}(L) = \sigma^2 E \quad (86)$$

Na qual E é a matriz identidade de dimensões $m \times m$.

2.3 Fundamentos da localização de eventos sísmicos e mecanismos focais

2.3.1 Localização de eventos sísmicos

A localização de eventos sísmicos a partir dos tempos de registro das ondas sísmicas é um dos mais antigos problemas na sismologia e continua sendo um tema importante de pesquisa. Os tremores são definidos por seus tempos de origem e hipocentros. O hipocentro são as coordenadas (x, y, z) do evento, enquanto o epicentro é definido como o ponto (x, y) na superfície da Terra diretamente acima do hipocentro.

Quatro parâmetros descrevem o tempo de origem e o hipocentro, que podem ser chamados parâmetros do modelo, e definem o vetor:

$$m = (t_0, x, y, z) = (m_1, m_2, m_3, m_4) \quad (87)$$

Assim, as diferenças ou resíduos entre tempos observados t_k e calculados t_k^P de um número n de observações em estações sísmicas, são:

$$r_i = t_i - t_i^P = t_i - F_i(m), \quad (88)$$

Aqui, r_i é o resíduo na i -ésima estação e F é o operador que dá os tempos de chegada calculados em cada estação em função dos parâmetros m . F é uma função do modelo de velocidades e da localização das estações individuais, e é uma função não linear do modelo de parâmetros (com exceção do tempo de origem t_0).

O tempo de percurso desde uma estação com coordenadas (x_i, y_i, z_i) a um ponto (x, y, z) para um modelo simples de semi-espaço, é dado por:

$$t_i = \frac{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2}}{v} \quad (89)$$

Sendo que v é a velocidade. Na prática, o t_i não é particularmente difícil de calcular para um modelo 1-D de várias camadas, e pode ser interpolado dos intervalos de tabelas de referência de tempos de percurso (ex: IASPEI). Porém, a dependência não linear do tempo de percurso nos parâmetros de localização complica a tarefa da inversão do melhor hipocentro.

Uma forma comum de encontrar o vetor m particular para os quais os tempos t_i e os tempos observados se ajustam do melhor jeito, é usar o método dos mínimos quadrados que buscam minimizar o erro:

$$\varepsilon = \sum_{i=1}^n [t_i - t_i^P]^2 \quad (90)$$

sendo n o número de observações. A média do resíduo quadrático ε/n é chamada de variância. A maioria dos métodos de localização de hipocentros procura a diminuição da variância pelo método dos mínimos quadrados.

O resíduo quadrático médio da determinação hipocentral do sismo i (rms) é uma medida da qualidade do ajuste e é dado pela equação:

$$RMS_i = \sqrt{\left[\sum_{j=1}^k P_{ij} (t_{ij} - t_{ij}^P)^2 \right] \left[\sum_{j=1}^k P_{ij} \right]^{-1}} \quad (91)$$

sendo i o número do sismo, j número da estação, k o número total de estações, e t_{ij} o tempo de chegada da onda sísmica (P ou S) observado no sismograma. t_{ij}^P e P_{ij} são, respectivamente, o tempo teórico e o peso dado ao tempo de chegada da onda sísmica observada (Lopes, 2003). O valor médio do RMS de todos os sismos é usado como indicador da qualidade da determinação hipocentral:

$$\overline{RMS} = \sum_{i=1}^n \frac{RMS_i}{n} \quad (92)$$

na qual n é o número de observações. Para estimar a medida do desajuste pode-se estimar o valor:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{[t_i - t_i^P]^2}{\sigma_i^2} \quad (93)$$

sendo σ o desvio padrão esperado do i -ésimo resíduo devido ao erro de medida aleatória. O valor esperado de χ^2 deve ser aproximadamente igual ao número de graus de liberdade ($gl =$

$n - 4$, porque m tem 4 componentes) e o limite de confiança pode ser obtido de tabelas estatísticas. Uma vez definida a medida do desajuste, é possível encontrar o melhor vetor m como aquele com os menores resíduos. Se σ_1 é definido significativamente menor do que a média residual, então a medida de χ^2 poderia indicar que a solução pode ser rejeitada. A estimativa de incerteza na localização é calculada normalmente dos resíduos da melhor localização (Shearer 2009).

$$\sigma^2(m_{melhor}) = \sum_{i=1}^n \frac{[t_i - t_i^P(m_{melhor})]^2}{gl} \quad (94)$$

Porém, o desajuste na localização de tremores é usualmente maior que o esperado pelos erros em tempo e picagem. O mais provável é que a estrutura de velocidade esteja dominando o desajuste.

A adição de outras fases registradas na mesma estação pode melhorar substancialmente a precisão da localização, já que ao usar os tempos diferenciais entre fases, se pode remover o efeito do tempo de origem dos sismos. Com muitas estações disponíveis para um sismo local, o tempo de origem pode ser determinado com uma técnica chamada diagrama de Wadati (Fig. 35).

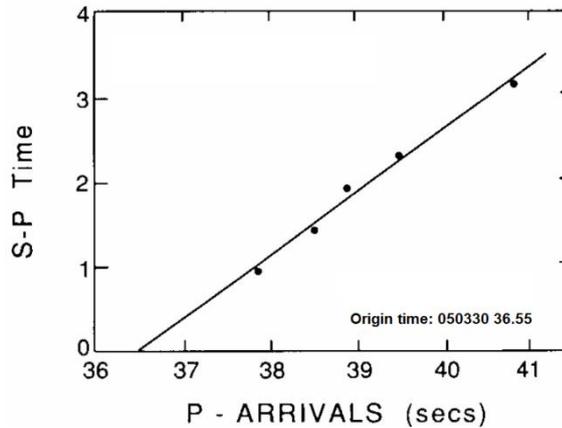


Figura 35. Diagrama de Wadati.

Nesse diagrama, os tempos S-P são plotados em relação ao tempo P absoluto, desde que a diferença $t_s - t_p$ tenda a zero no hipocentro. Uma linha ajustada no diagrama de Wadati permite determinar a origem do tempo no intercepto com o eixo do tempo de chegada do eixo P. Com o ângulo de inclinação da reta podemos obter V_p/V_s . Isso é útil já que é possível inferir o tempo da origem e V_p/V_s sem ter um conhecimento prévio da estrutura da crosta.

2.3.2 Localizações por métodos iterativos

Os métodos iterativos são baseados na linearização do problema, considerando pequenas perturbações na localização inicial:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (95)$$

Sendo que m_0 é assumida como a melhor localização, m é uma nova localização bem perto de m_0 e Δm é o passo do ajuste. Os tempos preditos em m poderiam ser aproximados usando o primeiro termo na expansão da série de Taylor.

$$t_i(m) = t_i(m_0) + \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j \quad (96)$$

Os resíduos para a nova localização m são dados por:

$$\begin{aligned} r_i(m) &= t_i - t_i(m) \\ &= t_i - t_i(m_0) - \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j \\ &= r_i(m_0) - \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j \end{aligned} \quad (97)$$

Se os resíduos são pequenos, tal que $r_i(m) \rightarrow 0$ então podem ser calculadas ajustando o valor com as correspondentes correções pela aproximação de uma série de Taylor e usando somente o primeiro termo e os resíduos escritos como:

$$r_i(m_0) = \frac{\partial t_i}{\partial m_j} \Delta m_j = G \Delta m \quad (98)$$

Na qual $r_i(m_0)$ é o vetor de resíduos da melhor localização, G é a matriz de derivadas e Δm é o vetor de correções desconhecidas das localizações e tempo de origem, formando um conjunto de equações lineares uma para cada tempo da fase observada com mais equações que incógnitas. Normalmente, usa-se a técnica de regressão de mínimos quadrados para ajustar a este sistema linear e obter correções do hipocentro e tempo de origem. A solução obtida é usada como solução inicial numa próxima iteração. Este método foi proposto por Geiger em 1912.

A abordagem usual para a análise do erro neste método é calcular os erros-padrão dos parâmetros hipocentrais, m , para cada solução obtida, assumindo erros aleatórios nos dados de

tempo de chegada (Flinn, 1965; Evernden, 1969; Jordan e Sverdrup, 1981). Flinn apresenta um procedimento para a estimativa dos erros:

$$(\Delta X' - \Delta X^0)^T (G^T G) (\Delta X' - \Delta X^0) \leq \kappa_\alpha^2 \quad (99)$$

sendo que $\Delta X'$ são os vetores dos erros elipsoidais e ΔX^0 é a solução dos mínimos quadrados. κ_α^2 é dada por :

$$\kappa_\alpha^2 = ms^2 F_\alpha(m, n-m) \quad (100)$$

na qual n é o número de fases (com peso diferente de zero), e m são os graus de liberdade. $F_\alpha(m, n-m)$ é a distribuição F com m e $n-m$ graus de liberdade num nível de confiança α ($m=4$ para solução completa, e 3, para solução com profundidade fixada), s^2 é variância dos erros de picagem nos tempos de chegada das fases Δt , que é calculada da matriz normalizada de tempos de percurso r_i .

$$s^2 = \frac{\sum (w_i r_i)^2}{(n-m)} \quad (101)$$

tais que w_i são os pesos atribuídos pela distância hipocentral calculada. Os semi-eixos, S , das elipsóides dos erros podem ser obtidos dos autovalores da matriz $(G^T G)$ usando o método de decomposição de valores singulares (SVD):

$$S_i = \sqrt{s^2 \text{autovalor} \sqrt{2F_\alpha(m, n-m)}} \quad (102)$$

O erro no tempo de origem Δt_0 , será o intervalo de confiança do tempo de origem

$$\Delta t_0 = s^2 F_\alpha(m, n-m) \quad (103)$$

Muitos programas de localização de hipocentros usam uma matriz de resolução (Backus e Gilbert, 1968; Aki e Lee, 1976) que indica o grau de correlação entre as três coordenadas hipocentrais:

$$R = (G^T G + L)^{-1} G^T G \quad (104)$$

sendo $L = kI$, onde k é o fator de amortecimento “damping” do método dos mínimos quadrados amortecidos (Aki e Lee., 1976), usado por programas como Hypocenter (Lienert, 1994, 1995), Hypoinverse (Klein, 1985) e Hypoellipse (Lahr, 1999). Se a matriz R é igual à matriz identidade, o modelo é perfeitamente resolvido, se a diagonal da matriz R está perto de

zero, o modelo de parâmetros não estaria resolvido. Na prática, o valor de k foi sugerido por Franklin (1970), Aki et al. (1976) e Aki & Richards (2002) usando o formalismo da inversão estocástica:

$$k = \frac{s_{dat}^2}{s_{vel}^2} \quad (105)$$

na qual s_{dat}^2 é a variância dos dados e s_{vel}^2 é o RMS da flutuação do modelo de velocidades real. Para telesismos o valor varia de 0.003 (Oppenheimer e Herkenhoff, 1981) a 0.005 (Zandt, 1978), no caso de sismos locais o valor aconselhado por Lienert (1994) é de 0.005.

2.3.3 Localização relativa

A precisão da localização absoluta de hipocentros é controlada por muitos fatores, incluindo a geometria da rede, fases disponíveis e conhecimento da estrutura da crosta (Pavlis, 1986; Gomberg et al., 1990).

Os efeitos dos erros na estrutura podem ser minimizados efetivamente pelo uso de métodos relativos de localização (Poupinet et al., 1984; Fréchet, 1985; Frémont e Malone, 1987; Got et al., 1994), se a separação hipocentral entre dois sismos é pequena comparada com a distância evento – estação, e é menor que o comprimento da escala de heterogeneidades de velocidade.

Assim sendo, os percursos dos raios entre a região de origem e uma estação comum serão semelhantes ao longo de quase todo o caminho do raio (Waldhauser et al., 2000). Igualmente as variações laterais de velocidade que levam à alterações no tempo de percurso, terão quase o mesmo efeito em todos os eventos. Em outras palavras, os resíduos devido às heterogeneidades de velocidade na estrutura da crosta estarão correlacionados entre todos os eventos (Wolfe, 2002).

Um modo simples de melhorar a precisão da localização relativa entre sismos muito próximos é considerar tempos relativos (ou diferenciais) a um evento principal ou mestre (Shearer, 2009). Os tempos de chegada de outros eventos relativos ao evento principal são:

$$t^{\text{relativo}} = t - t^{\text{principal}} \quad (106)$$

Definindo a localização m_0 do evento principal para melhor localização, pode-se definir a posição relativa m que é dada pela solução mais apropriada:

$$t_k^{\text{relativo}} = t_k^i(m) - t_k^i(m_0) = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i \quad (107)$$

sendo k é o número de estações. A solução será válida desde que Δm seja suficientemente pequeno para que se mantenha a aproximação linear. A precisão da localização absoluta é limitada pela precisão do evento principal, o qual é assumido como fixado.

Esta abordagem pode ser generalizada para aperfeiçoar a localização de eventos dentro de um cluster com relação ao centróide do cluster, ajustando as perturbações do tempo de percurso comuns entre eventos registrados numa mesma estação. Este método foi denominado decomposição “hipocentroidal” por Jordan e Sverdrup (1981).

Fréchet (1985) obteve uma equação para os parâmetros hipocentrais relativos entre dois eventos i e j , tomando a diferença da entre um par de eventos.

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} = dr_k^{ij} \quad (108)$$

$\Delta m^{ij} = (\Delta x^{ij}, \Delta y^{ij}, \Delta z^{ij}, \Delta t^{ij})$ representa a diferença nos parâmetros hipocentrais entre dois eventos, e as derivadas parciais de t em relação à m são as componentes do vetor do raio que conecta a fonte e o receptor (Aki e Richards, 1980). O resíduo dos tempos diferenciais de percurso de dois eventos na estação k é:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (109)$$

Esta equação é definida como diferenças duplas por Waldhauser et al (2000) e é a base do programa HypoDD. Os tempos de chegada t_k podem ser absolutos e medidos independentemente ou obtidos por correlação cruzada. Pode ser escrito na notação de matrizes como:

$$WGm = Wd \quad (110)$$

A matriz de derivadas parciais G tem um tamanho $M \times 4N$ (M , número de observações de diferenças duplas; N , número de eventos), d é vetor que contém as diferenças duplas, m contém os câmbios dos parâmetros hipocentrais a ser determinados e W é a matriz dos pesos de cada equação.

2.3.4 Correlação cruzada

A função de correlação cruzada fornece uma medida da similaridade de dois sinais, sendo possível usar a similaridade entre as formas de onda de dois eventos diferentes para melhorar a relação sinal/ruído para as primeiras chegadas das ondas sísmicas. Esta similaridade é causada pela proximidade da localização dos hipocentros e a similaridade dos mecanismos focais (Havskov and Ottemoller, 1999, 2000, 2008). A função de correlação cruzada para os sinais x e y é calculada no domínio do tempo:

$$r_{xy}(i) = \frac{\sum_{j=1}^n x_j y_{j+i-1}}{\sqrt{\sum_{j=1}^n x_j^2} \sqrt{\sum_{j=1}^n y_{j+i-1}^2}} \quad (111)$$

O processo começa com a picagem das fases, geralmente um evento representativo é escolhido como mestre, as demais fases do grupo de eventos são comparadas e se estabelece uma medida da sua similaridade ou de correlação (todos os eventos que preenchem os critérios para a distância máxima entre eventos, e entre o evento e a estação). Para cada estação tem que ser escolhida uma janela de tempo que contém a picagem do tempo de chegada em cada traço, assim como o filtro que será usado para cada estação; isto é importante principalmente se os eventos têm diferentes tamanhos. Além desse modo de usar um evento mestre, Got et al. (1994) propõem o uso de uma matriz de correlação onde a correlação cruzada é calculada para todos os pares de eventos nas mesmas estações, assim, a correlação cruzada para cada estação contém $\sum_i^n (i - 1)$ valores, sendo n o número de eventos. É possível usar a correlação cruzada para melhorar os tempos de chegada das ondas P e S independentemente.

2.3.5 Plano de falha e mecanismo focal

As fontes sísmicas estão definidas por um conjunto de parâmetros geométricos: *Strike* (*atitude*), *dip* (*mergulho*), *largura*, *comprimento*, *profundidade*; cinemáticos: *rake* e sismológicos: *deslocamento ou slip*, *magnitude* e *intervalo de recorrência*. Os três ângulos: *strike*, *dip* e *rake*, foram definidos por Aki e Richards (1980, 2002); A Figura 36 ilustra as definições desses ângulos. Os ângulos de *strike* e de *dip* expressam a geometria da falha.

O mergulho ou *dip* é o ângulo definido entre o plano de falha e o plano horizontal, varia de 0° a 90° , assim, uma falha horizontal terá um ângulo de 0° e uma vertical 90° . O *strike* indica a direção do plano de falha em relação ao norte, ele é medido no sentido horário e varia entre 0° e 360° . Portanto, uma falha com strike 0° ou 180° indica uma falha com orientação norte-sul, e falhas leste-oeste têm direção 90° ou 270° . Para remover essa ambiguidade, por convenção é necessário olhar para o mergulho, assim, o mergulho sempre estará situado à direita do *strike*.

O *rake* indica o ângulo devido à movimentação ocorrida na falha, onde dois pontos previamente adjacentes ficam afastados pela distância equivalente ao vetor *slip* ou rejeito da falha. A grandeza do vetor *slip* pode ser decomposto nas componentes horizontal e vertical. O tipo de falha é definido pelo movimento relativo do bloco superior (HW, Hanging Wall) em relação ao bloco inferior (FW, Foot Wall).

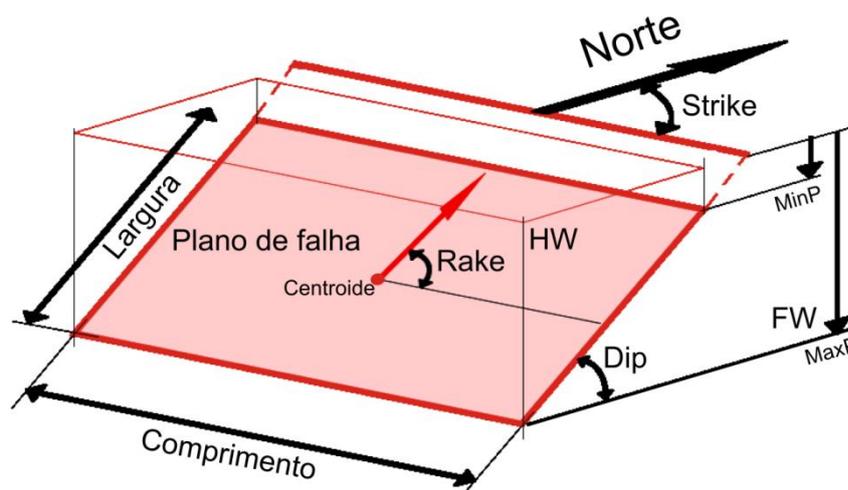


Figura 36: Ilustração dos elementos que definem o plano de falha, podem se observar os ângulos mergulho (*dip*), *strike* e *rake*. O tipo de falha é definido pelo movimento relativo do bloco superior (HW, *Hanging Wall*) em relação ao bloco inferior (FW, *Foot Wall*). *MinP* indica a mínima profundidade do plano de falha e *MaxP* a máxima profundidade com relação a superfície da terra.

O mecanismo focal descreve a forma em que ocorre um sismo, ele é representado pela projeção estereográfica das trajetórias ou raios das ondas sísmicas sobre uma esfera dividida pelos planos de falha principal e auxiliar de um terremoto, o diagrama é chamado de “bola de praia” (Fig. 37).

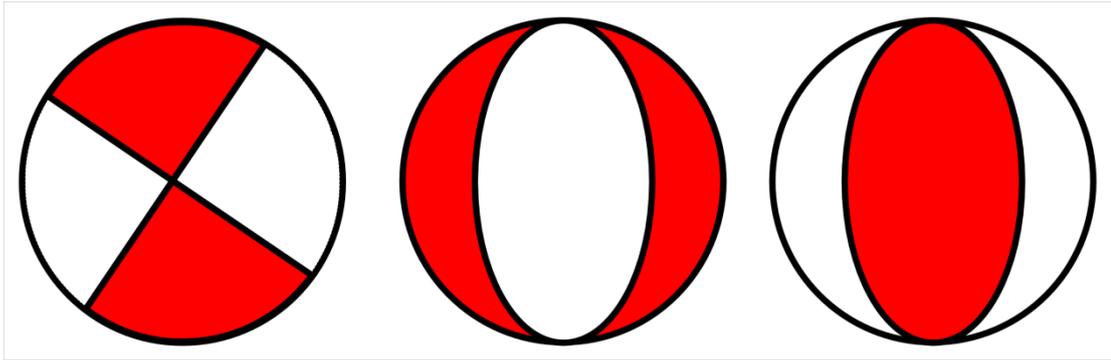


Figura 37: Exemplos de bolas de praia para diferentes mecanismos: Esquerda: transcorrente, Centro: Normal e Direita: inverso.

2.3.5.1 Determinação de mecanismos focais

Há diferentes técnicas e metodologias para a determinação de mecanismos focais: primeira polaridade das ondas P, razão entre amplitudes P/SH e P/SV, modelagem de estações telesísmicas ($\Delta > 30^\circ$) e modelagem de forma de onda. Cada uma dessas metodologias depende das características do evento, como: magnitude, disponibilidade de estações e conhecimento geológico da área de estudo. O uso de várias metodologias geralmente tem a consequência de melhorar a determinação precisa e redução das incertezas.

A metodologia mais aplicada para determinar mecanismos focais é o ajuste das polaridades das primeiras chegadas das ondas P (Goldstein & Dodge, 1999; Hardebeck & Shearer, 2002; Havskov & Ottemoller, 2010; Hofstetter 2014). A Figura 38 mostra as trajetórias ou percurso das ondas P desde o plano de falha até a estação na superfície da terra. Nas estações onde a primeira polaridade é negativa, há triângulos brancos; e os triângulos pretos representam estações com polaridade positiva. O triângulo cinza indica que os raios são gerados ao longo dos planos nodais, portanto, não se tem certeza da polaridade registrada naquela estação porque a amplitude da onda P é próxima de zero.

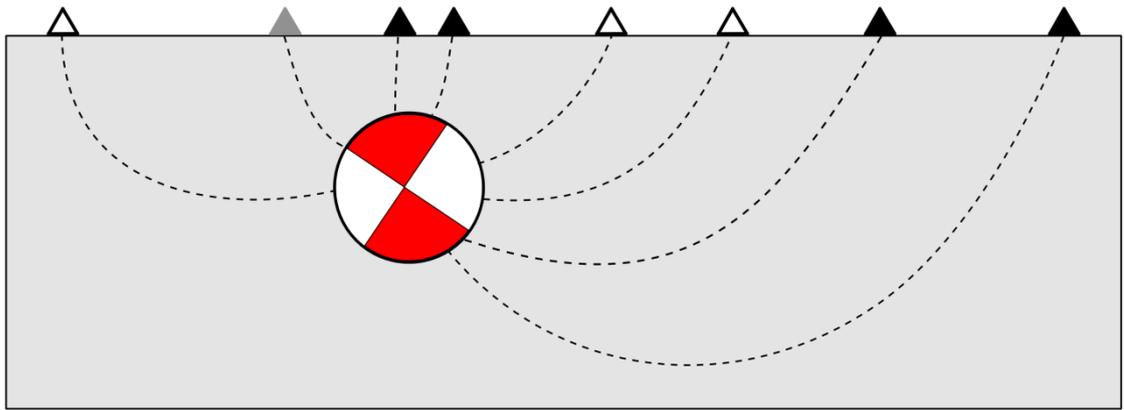


Figura 38: Trajetória das ondas P (raios sísmicos) para um evento sísmico registrado por várias estações, (os triângulos pretos indicam estações que registraram polaridade positiva ou impulso para cima, os triângulos brancos indicam estações que registraram polaridade negativa ou impulso para baixo). O triângulo cinza indica que os raios são gerados ao longo dos planos nodais por tanto não se tem certeza da polaridade registrada naquela estação.

Na Figura 39 se mostram os quadrantes de compressão em cinza e de dilatação em vermelho de uma falha inversa. No momento do movimento do bloco superior (hanging wall), as ondas geradas nos quadrantes vermelhos (tensão) vão apresentar um padrão de polaridades positivas (primeiras chegadas para cima) nas estações que as registrem. No caso das ondas geradas nos quadrantes cinza, apresentarão um padrão de polaridades negativas (chegadas para abaixo), como pode ser percebido na Figura.

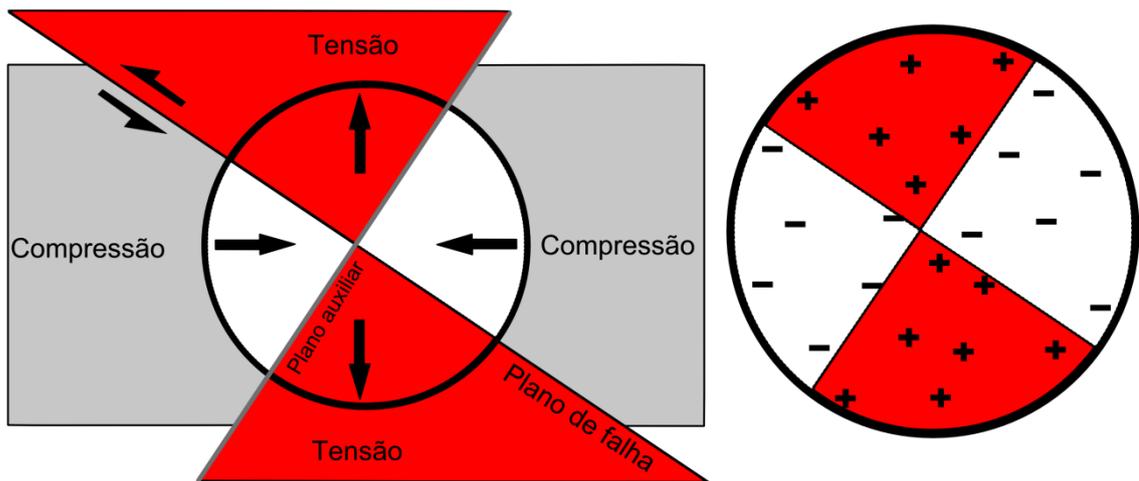


Figura 39: Esquerda: Ilustração das polaridades das ondas P (primeiras chegadas) para um sismo gerado por uma falha inversa, registrado por várias estações; Direita: as cruzes indicam polaridade positiva ou impulso para cima, os menos indicam polaridade negativa ou impulso para baixo.

Para falhas transcorrentes a geometria do padrão de irradiação das ondas facilita que tanto estações longe quanto perto do evento registrem as ondas de compressão ou dilatação. No caso de falhas inversas, geralmente só estações próximas registraram o evento com polaridades positivas; para as falhas normais, eventualmente será o caso contrario embora o método precise de boa cobertura azimutal e em distância para poder obter um mecanismo confiável.

O método da razão entre a amplitude das ondas P, SV, SH (Snoke, 1981). Também é muito usado e geralmente usa a fase SH por não sofrer conversão para onda P. A maior dificuldade no uso dessa metodologia está na dificuldade para identificar corretamente as fases, principalmente SV e SH. O método precisa que as ondas Pg, que é a onda P na crosta superior, sejam comparadas somente com Sg.

2.4 Fundamentos de deformação causada por terremotos

2.4.1 Ciclo dos terremotos

O ciclo sísmico ou rebote elástico pode ser dividido em 4 fases: intersísmico, pré-sísmico, cossísmico e pós-sísmico (Scholtz, 2002). A Figura 40 descreve a historia do ciclo sísmico de uma falha strike-slip (Tse & Rice, 1986; Scholz, 1998, 2002). Muitos trabalhos têm identificado precursores de grandes terremotos (Nettles et al., 2011; Bouchon et al., 2013; Brodsky and Lay, 2014), mas a resposta na superfície causada pela nucleação do terremoto não tem sido observada convincentemente por métodos geodésicos (Feng, 2015). A recorrência dos terremotos é altamente variável, mas as razões não são claras (Stein and Wysession, 2003).

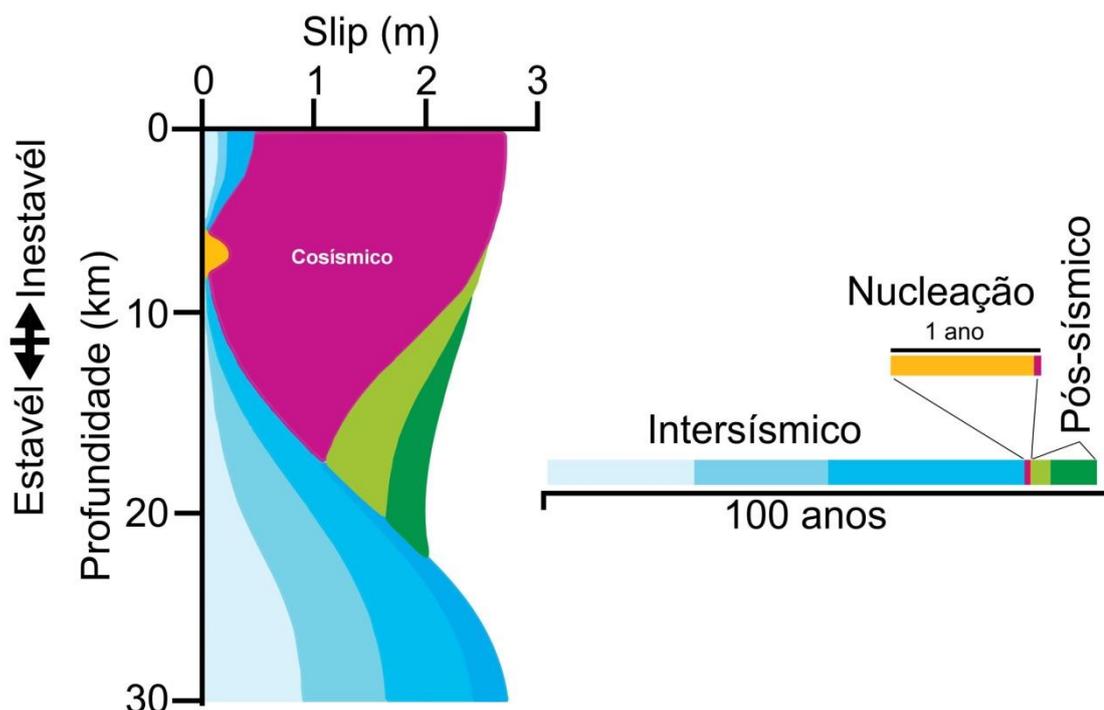


Figura 40: Slip como função da profundidade durante o “ciclo sísmico” de uma falha strike-slip, cada color indica uma parte do ciclo. O “arrasto” estável ocorre na zona azul na parte profunda da falha. Pode-se notar que o período de nucleação da falha e deslocamento cossísmico é muito curto perante a duração do ciclo completo. Modificado: Scholz (1998).

A Figura 41 descreve a história do ciclo sísmico, que começa no período intersísmico, as falhas estão bloqueadas e a área arredor da falha acumula deformação. A deformação lenta e progressiva ao longo de falhas ativas é quantificada usando medições geodésicas (por exemplo, GNSS e InSAR) que permitem estimar as taxas de deformação crustal.

Depois de um longo período de acumulo, quando a tensão excede a força de cisalhamento de uma falha, ocorre um terremoto, de repente a falha escorrega e a deformação acumulada é liberada. O tamanho da falha depende da magnitude do evento (Scholz et al., 1986; Kanamori, 1994), assim, por exemplo, eventos como os descritos neste trabalho atingem desde uns poucos quilômetros no caso do sismo Mw 5.9 em Quetame, até dezenas de quilômetros como no caso do sismo Mw 7.8 no Equador ou ainda centenas de quilômetros como o sismo de Mw 9.2 em Sumatra 2004. Este período é chamado de período cossísmico e tem sido vastamente estudado usando-se observações sismológicas e geodésicas.

Depois do terremoto, o esforço arredor da falha é modificado e o plano de falha se ajusta apresentando réplicas ou “aftershocks”. Este período posterior aos grandes terremotos pode demorar desde meses a anos. Vários estudos têm documentado movimentos posteriores na falha principal ou “afterslip”, por exemplo, o rebote poroelástico e o relaxamento

viscoelástico. Estes movimentos pós-sísmicos podem contribuir a mudanças na superfície e têm sido estimados mediante medições geodésicas.

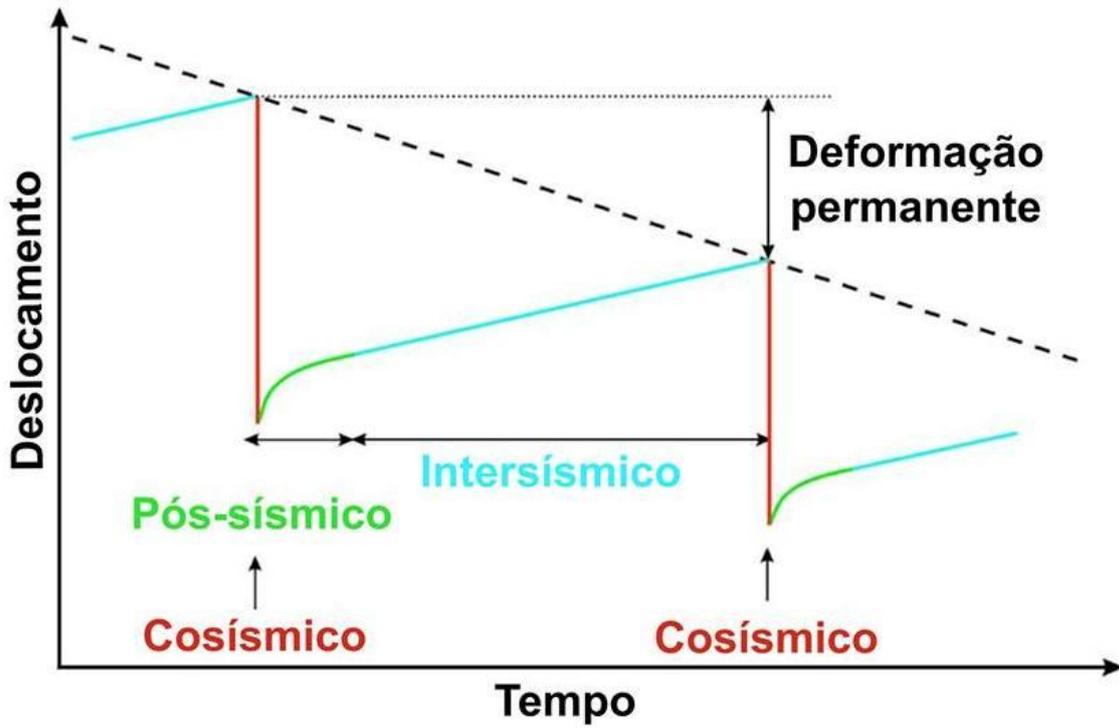


Figura 41: História do ciclo sísmico, a linha de cor ciano mostra o deslocamento lento ao longo das falhas ativas que permite o acumulo progressivo de deformação. A linha vermelha mostra o deslocamento rápido na falha que permite que o acumulo de deformação arredor da falha seja liberado. A linha verde mostra o reajuste do plano de falha. A linha tracejada permite identificar a deformação permanente depois de cada ciclo sísmico. Modificado: Feng (2015).

2.4.2 Deformação, tensão e estresse

Se todos os pontos de um corpo neste caso uma placa tectônica se deslocam juntos sem mudanças na forma, o deslocamento se refere ao *movimento rígido do corpo*. Caso contrário, se a forma do corpo muda no movimento, faz referência à *deformação* do corpo. Para descrever as diferenças entre o movimento rígido e a deformação pode-se considerar o movimento relativo de pontos na vizinhança (Stein, S., & Wysession, 2003). Assim se um ponto x se desloca desde uma posição inicial x_0 , o deslocamento representado por u , pode ser descrito tomando os dois primeiros termos de uma expansão de Taylor:

$$u_i(x) = u_i(x_0) + \left. \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right|_{x_0} dx_j + \dots \quad i = 1,2,3$$

(112)

O primeiro termo da equação se refere ao movimento rígido de todos os pontos do corpo, o segundo termo expressa o deslocamento relativo de cada ponto do corpo em relação ao gradiente de deslocamento $\partial u_i/\partial x_j$. Estas derivadas parciais definem o *tensor de gradiente de deslocamento*, um tensor com nove elementos independentes:

$$\begin{bmatrix} \partial u_1/\partial x_1 & \partial u_1/\partial x_2 & \partial u_1/\partial x_3 \\ \partial u_2/\partial x_1 & \partial u_2/\partial x_2 & \partial u_2/\partial x_3 \\ \partial u_3/\partial x_1 & \partial u_3/\partial x_2 & \partial u_3/\partial x_3 \end{bmatrix} \quad (113)$$

O tensor de deslocamento pode ser separado em simétrico e anti-simétrico assim:

$$u_i(x) = u_i(x_0) + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) dx_j + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) dx_j + \dots \quad (114)$$

Nos estudos de deformação da crosta, as magnitudes do gradiente de deslocamento são muito pequenas $|\partial u_i/\partial x_j| \ll 1$. Assim, as partes simétrica e anti-simétrica do tensor estarão associadas a pequenos tensores de rotação e deformação (Segall, 2010). A parte simétrica, com seis componentes independentes, define o tensor infinitesimal de deformação, ϵ_{ij} :

$$\epsilon_{ij} \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (115)$$

A parte anti-simétrica, com três componentes independentes, é definida como a rotação, ω_{ij} :

$$\omega_{ij} \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (116)$$

Substituindo as 115 e 116 em 114 e rejeitando os termos $(dx_j)^2$, o deslocamento $u(x)$ pode ser expresso por três componentes: translação do corpo rígido, deformação e rotação do corpo rígido:

$$u_i(x) = u_i(x_0) + \epsilon_{ij} dx_j + \omega_{ij} dx_j \quad (117)$$

Assim mesmo tem que ser feita a distinção entre forças que atuam no corpo todo (como a gravidade) e as forças que atuam na superfície do corpo dentro da terra, como por exemplo, uma falha ou um dique ígneo. O *vetor de tração* T é o vetor de força interna dF atuando em uma secção transversal dividida pela área da secção transversal dA (Malvern,

1969), com vetor unitário normal n (Fig. 42). A tração não depende só das forças internas, também da orientação dos elementos da superfície. O vetor de tração atuando nas três superfícies ortogonais (nove componentes em total) de um elemento cúbico (tetraedro com superfícies normais aos eixos de coordenadas) é expresso por um tensor de estresse (Fig. 42), σ_{ij} :

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{21} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix}$$

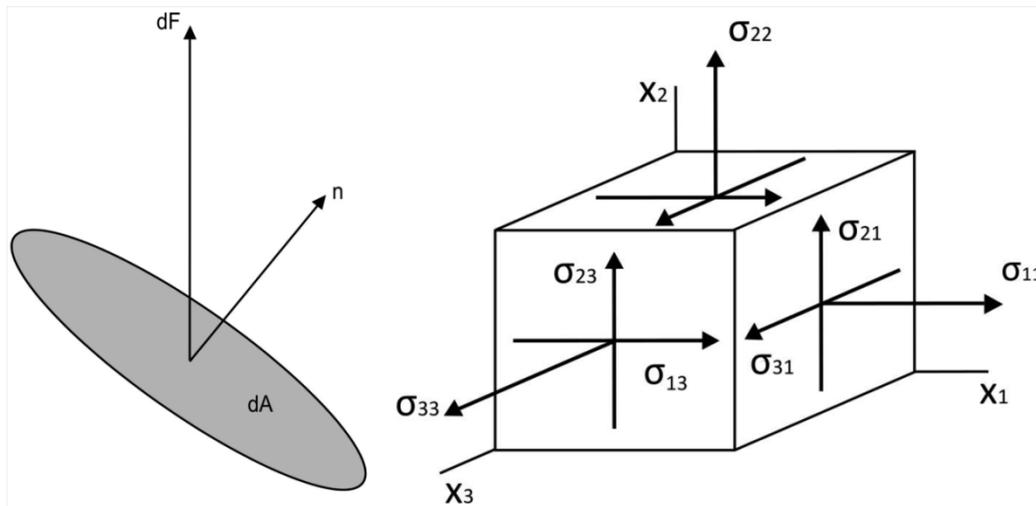


Figura 42: Esquerda: definição do vetor de tração T . Direita: Estresses atuando nas faces de um elemento cúbico, todas as componentes do estresse se mostram nas direções positivas, assim o vetor de tração estará apontando para fora da superfície normal. Modificado: Stein & Wysession (2003).

Onde i está referido à direção da força e j à direção do vetor normal a superfície. Assim, o equilíbrio precisa que:

$$T_i = \sigma_{ij}n_j \quad T = \sigma \cdot n \quad (118)$$

O que é conhecido como fórmula de Cauchy, e declara que o vetor de tração T atuando sobre uma superfície é o produto do ponto do estresse pelo vetor unitário. Para materiais elásticos, a deformação é proporcional ao estresse:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl} \quad (119)$$

Esta equação se refere ao caso generalizado da lei de Hooke, onde C_{ijkl} é o tensor de rigidez simétrico de quarta ordem. Malvern (1969) apresenta a forma isotrópica da lei de Hooke:

$$\sigma_{ij} = 2\mu\epsilon_{ij} + \lambda\epsilon_{kk}\delta_{ij} \quad (120)$$

Onde μ e λ são as constantes de Lamé, sendo μ o módulo cisalhante que relaciona a deformação cisalhante ao estresse cisalhante.

2.4.3 Modelos de deslocamento de Falhas Strike-Slip

A solução analítica geral da deformação causada por falhas strike-slip na superfície é obtida usando elementos da teoria da elasticidade chamados problemas de cisalhamento antiplano. Sendo que qualquer modelo de deformação esteja sujeito as condições de compatibilidade formuladas por Cauchy e Saint-Venant em 1860, estas condições permitem deixar o corpo sem intervalos ou sobreposições após uma deformação. A teoria do deslocamento foi introduzida na sismologia em 1958 por Steketee, e pelo trabalho pioneiro de Rongved e Frasier (1958) formulando a deformação em meios isotrópicos homogêneos semi-infinitos.

Assim pode-se considerar um modelo de duas dimensões onde a falha são dois planos infinitos opostos em contato contínuo, num semi-espço elástico linear e homogêneo. A Figura 43 descreve como a falha encontra-se no plano normal a x_1 , com slip s (uniforme em profundidade) na direção de x_3 . A superfície da Terra é o plano onde $x_2 = 0$. O plano-médio da falha onde $x_1 = 0, x_2 > 0$ é a *superfície de deslocamento*. Adotando um sistema de coordenadas radial centrado no eixo x_3 , a condição de fronteira do deslocamento é tal que a descontinuidade do deslocamento ao longo da superfície de deslocamento é igual ao slip s (Segall, 2010).

$$u_3(\theta = 2\pi) - u_3(\theta = 0) = s \quad (121)$$

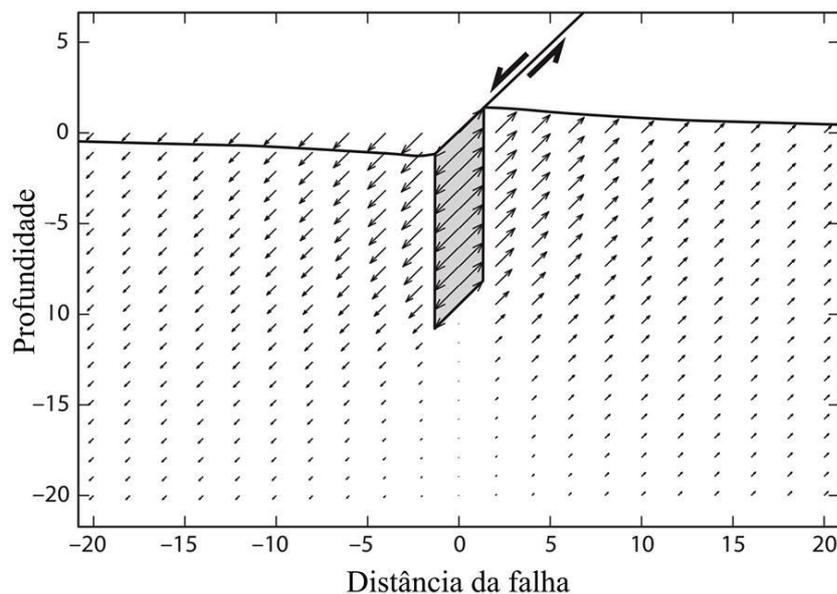


Figura 43: Falha strike-slip infinita, a falha se encontra no plano normal a x_1 , com slip na direção de x_3 , a superfície da Terra encontra-se em $x_2 = 0$. Nota-se que o slip afunila com a profundidade. Modificado: Segall (2010).

O campo de deslocamento satisfaz a equação de Laplace:

$$\frac{\partial^2 u_3}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_2^2} = \nabla^2 u_3(x_1, x_2) = 0 \quad (122)$$

O estresse não é transmitido entre a Terra sólida e a atmosfera. Assim, o deslocamento não satisfaz a condição de contorno da superfície livre ($x_2 = 0$). Uma aproximação razoável onde o único estresse atuando na superfície é σ_{23} pode ser obtida usando o *método das imagens*. A solução para o slip sobre um intervalo infinito, num espaço-medio devido ao deslocamento pode ser expressa pela soma das contribuições e as da suas imagens (equação 123) usando o princípio de superposição (Segall 2010). Particularmente, assumindo que o slip é uniforme desde a profundidade d_1 até d_2 , onde $|d_1| > |d_2|$:

$$u_3 = \frac{-s}{2\pi} \left[\underbrace{\tan^{-1}\left(\frac{x_1}{x_2+d_1}\right)}_{dp} - \underbrace{\tan^{-1}\left(\frac{x_1}{x_2-d_1}\right)}_{ip} - \underbrace{\tan^{-1}\left(\frac{x_1}{x_2+d_2}\right)}_{dr} + \underbrace{\tan^{-1}\left(\frac{x_1}{x_2-d_2}\right)}_{ir} \right] \quad (123)$$

Sendo *dp deslocamento profundo*, *ip imagem profunda*, *dr deslocamento raso*, e *ir imagem rasa*. O deslocamento na superfície livre é de particular interesse porque é onde é possível coletar dados geodésicos (ex: InSAR ou GPS). O caso geral do deslocamento fica expresso assim:

$$u_3(x_2 = 0) = \frac{-s}{\pi} \left[\tan^{-1}\left(\frac{x_1}{d_1}\right) - \tan^{-1}\left(\frac{x_1}{d_2}\right) \right] \quad (124)$$

Para o caso da **deformação cossísmica** (Fig. 44) o deslocamento raso vai para a superfície, $d_2 \rightarrow 0$, o que descreve o slip uniforme desde a superfície até d_1 :

$$u_3(x_2 = 0) = \frac{s}{\pi} \tan^{-1}\left(\frac{d_1}{x_1}\right) \quad (125)$$

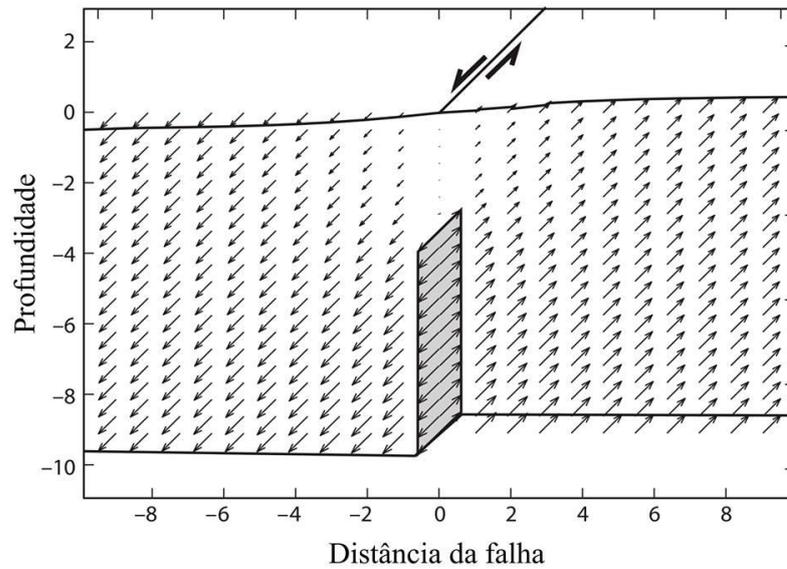


Figura 44: Deslocamento desde a superfície da Terra até a profundidade de $d_1 = 10\text{km}$. Os deslocamentos descrevem um padrão em função da profundidade e da distância ate a falha. Modificado: Segall (2010).

A deformação cisalhante pode ser calculada para todos os valores de x_1 , exceto para ($x_1 = 0$), onde os deslocamentos são descontínuos e não diferenciáveis (Fig. 45). Esta deformação sempre é negativa para grandes terremotos, porque como é esperado, libera deformação de corte. A deformação diminui com a distância, partindo desde a falha até que a magnitude da deformação seja a metade, onde $x_1 = d_1$:

$$\epsilon_{13} = \frac{1}{2} \frac{\partial u_3}{\partial x_1} = \frac{-s}{2\pi d_1} \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{x_1}{d_1}\right)^2} \right] \quad (126)$$

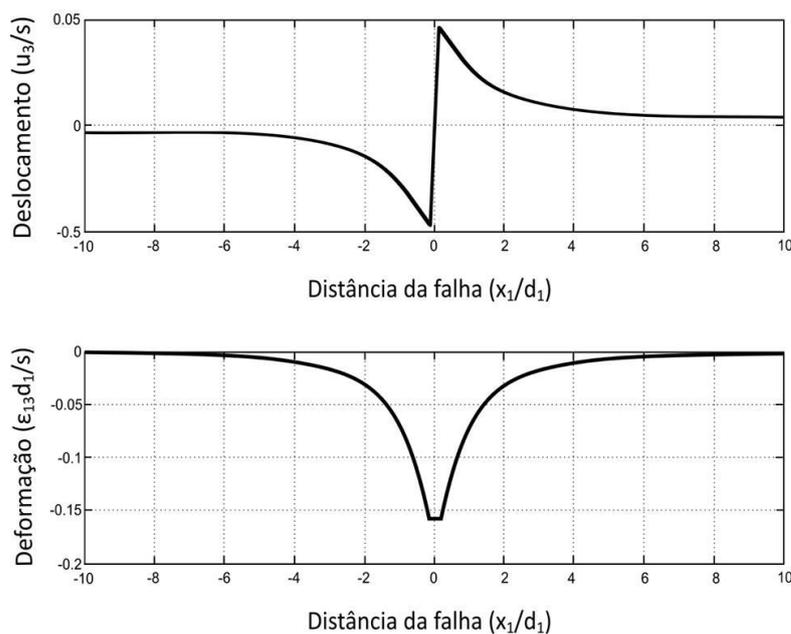


Figura 45: Deslocamento e deformação cossísmica em função da distância desde a falha. Modificado: Segall (2010).

No caso da **deformação interssísmica**, Savage & Burford (1970) propuseram um modelo em que a profundidade do deslocamento tende ao infinito, $d_1 \rightarrow \infty$. Nesse caso a falha estaria bloqueada desde a superfície até a profundidade d_2 , mas se desloca numa quantidade constante abaixo dessa distância; nesse caso o deslocamento é expresso por:

$$u_3(x_2 = 0) = \frac{s}{\pi} \tan^{-1} \left(\frac{x_1}{d_2} \right) \quad (127)$$

No caso de geometria invariante no tempo (a profundidade não muda com o tempo), ao diferenciar a equação 127 em relação ao tempo, se obtém a velocidade superficial v_3 :

$$v_3(x_2 = 0) = \frac{\dot{s}}{\pi} \tan^{-1} \left(\frac{x_1}{d_2} \right) \quad (128)$$

Onde $\dot{s} = ds/dt$ é a taxa de escorregamento na falha. Diferenciando a equação 128 em relação às coordenadas perpendiculares à falha, pode se calcular a taxa de deformação cisalhante na superfície:

$$\dot{\epsilon}_{13} = \frac{1}{2} \frac{\partial v_3}{\partial x_1} = \frac{\dot{s}}{2\pi d_2} \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{x_1}{d_2} \right)^2} \right] \quad (129)$$

Neste caso a deformação cisalhante é sempre positiva, porque sempre se acumula na falha entre terremotos. Nota-se que a deformação interssísmica (Fig. 46) é exatamente igual em magnitude e com sinal oposto a deformação cossísmica (Fig. 45).

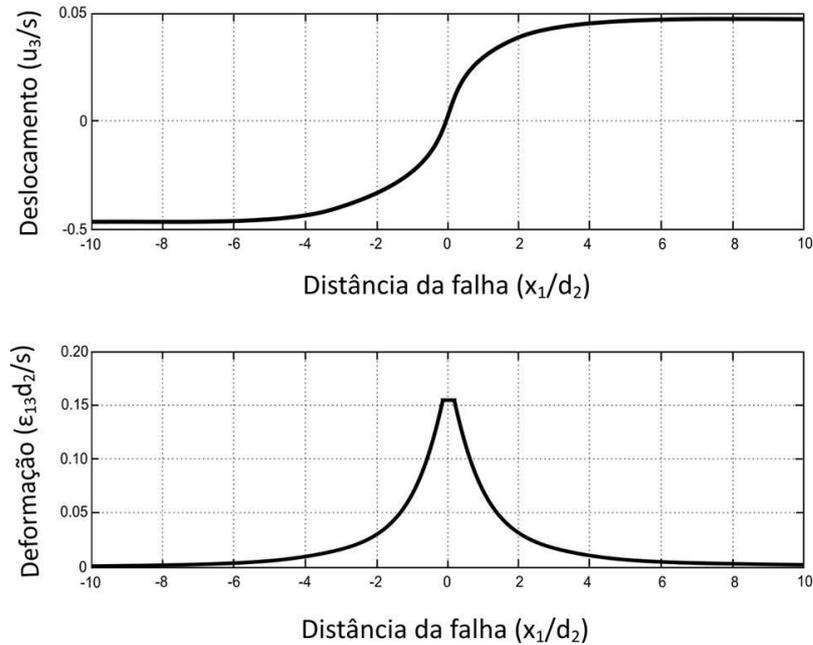


Figura 46: Deslocamento e deformação interssísmica em função da distância desde a falha. Modificado: Segall (2010).

Na modelagem 2D, o campo de deformação na superfície é independente do *dip da falha*. Isto acontece porque a deformação é causada pela linha de deslocamento e não pela superfície de deformação na falha. Para contornar esse resultado pode se considerar que a falha se desloca essencialmente como um bloco rígido, limitando a deformação a zona da falha e adicionando um “back slip” num valor igual à taxa do slip ao longo prazo (Segall 2010). Sendo que a velocidade neste caso fica:

$$\begin{aligned} v_3(x_2 = 0) &= \frac{\dot{s}}{2} \operatorname{sgn}(x_1) - \frac{\dot{s}}{\pi} \tan^{-1}\left(\frac{d}{x_1}\right) \\ &= \frac{\dot{s}}{\pi} \tan^{-1}\left(\frac{x_1}{d}\right) \end{aligned} \quad (130)$$

Com

$$\frac{\pi}{2} \operatorname{sgn}(x_1) = \tan^{-1}\left(\frac{x_1}{d_1}\right) + \tan^{-1}\left(\frac{d_1}{x_1}\right) \quad (131)$$

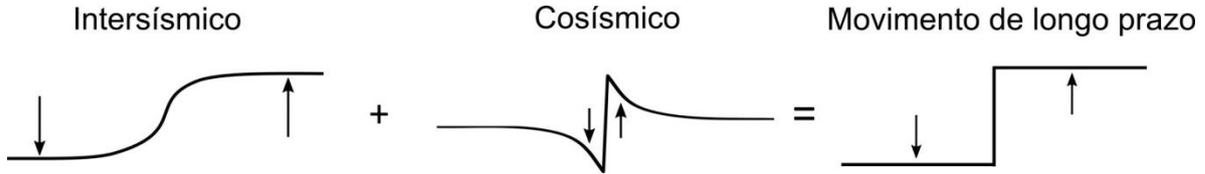


Figura 47: Deslocamento ao longo prazo é igual à soma dos deslocamentos cossísmico e intersísmico. Modificado: Segall (2010).

No caso da **deformação pós-sísmica**, Thatcher (1975) propôs um modelo para a falha de São Andreas, USA, assumindo escorregamento sobre o intervalo confinado abaixo da superfície da falha que apresentou o movimento cossísmico e profundidade de falha $d_1 \rightarrow d_2$. Assim, os deslocamentos na superfície livre serão:

$$u_3(x_2 = 0) = \frac{s}{\pi} \left[\tan^{-1}\left(\frac{x_1}{d_1}\right) - \tan^{-1}\left(\frac{x_1}{d_2}\right) \right] \quad (132)$$

A deformação na superfície neste caso seria:

$$\epsilon_{13} = \frac{s}{2\pi} \left[\left(\frac{d_2}{d_2^2 + x_1^2} \right) - \left(\frac{d_1}{d_1^2 + x_1^2} \right) \right] \quad (133)$$

Embora este seja um modelo muito simples da representação do processo pós-sísmico, sendo que para representar mais realisticamente seria preciso tomar em conta a fluência do atrito ou a deformação viscoelástica.

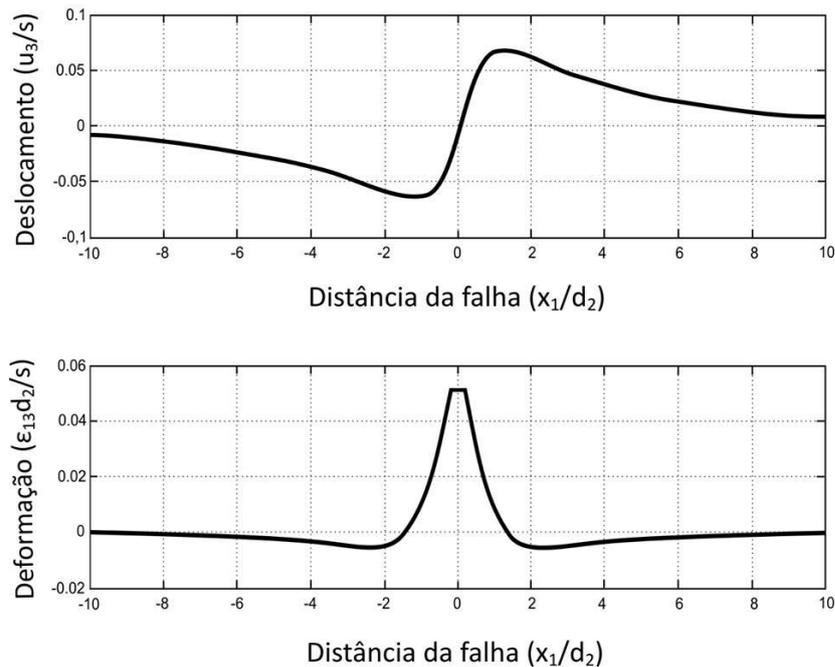


Figura 48: Deslocamento e deformação pós-sísmica em função da distância desde a falha. Modificado: Segall (2010).

2.4.4 Modelos de deslocamento de Falhas Dip-Slip

As soluções gerais para a deformação na superfície por falhas dip-slip (falhas normais e inversas) podem ser obtidas usando elementos da teoria da elasticidade. Embora usando soluções de problemas de planos de deformação e não antiplanos, estes tipos de soluções são mais complexas que as usadas para modelar as falhas strike-slip (Hirt e Lothe 1992). Neste caso os deslocamentos estão restringidos ao plano (x_1, x_2) com $(u_3 = 0)$ e o deslocamento remanescente não varia na direção de x_3 (Fig. 49).

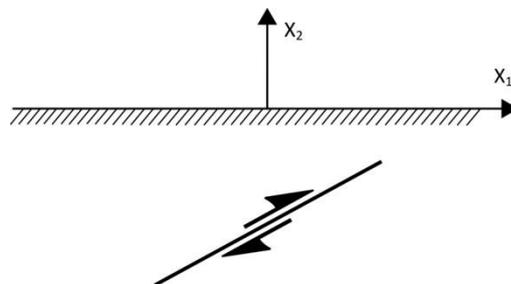


Figura 49: Falha dip-slip infinitamente longa. Modificado: Segall (2010).

A formulação para este tipo de falhas está descrito em Segall (2010). Em planos de deformação, há dois componentes do estresse que exercem tração na superfície $(x_2 = 0)$, um estresse normal σ_{22} e um estresse normal σ_{12} , assim, não pode ser usado o método das

imagens, porque se usarmos uma imagem para tirar o efeito de uma tração na superfície, teremos o efeito de dobrar à outra. Para calcular os deslocamentos devidos a um deslocamento arbitrário pode ser usada a formulação da forma de tração da equação de Volterra:

$$u_k(\mathbf{x}) = \int_{\Sigma} s_i(\xi) \sigma_{ij}^k(\xi, \mathbf{x}) n_j d\Sigma(\xi) \quad (134)$$

Onde $s_i(\xi_1, \xi_2, \xi_3, \dots)$ é o deslocamento através da superfície Σ , $\sigma_{ij}^k(\xi, \mathbf{x})$ é o estresse devido a uma força no ponto ξ na direção k em \mathbf{x} . n_j é a direção do cosseno da normal a um elemento da superfície $d\Sigma$. Esta equação pode ser escrita em termos do tensor de Green $g_k^p(\mathbf{x}, \xi)$, e a equação $\sigma_{ij} = C_{ijpq} \epsilon_{pq}$. Tomando $\epsilon_{pq} = \partial u_q / \partial x_p$, a equação 134 pode ser escrita assim:

$$u_k(\mathbf{x}) = \int_{\Sigma} C_{ijpq} s_i(\xi) n_j \frac{\partial g_k^p(\mathbf{x}, \xi)}{\partial \xi_q} d\Sigma(\xi) \quad (135)$$

Assumindo que $u_i(\mathbf{x}) = g_i^k(\mathbf{x}, \xi)$ o que recupera a definição da função de Green. Onde o tensor de Green expressa o deslocamento na direção k num ponto de observação \mathbf{x} , devido a um ponto de força atuando na direção p no ponto ξ . O termo $C_{ijpq} s_n n_j = m_{pq}$ é um tensor de segunda ordem sendo esta equação conhecida como *densidade de área do tensor momento* (Aki and Richards, 1980). Assim, a equação de Volterra (134) pode ser reescrita de um jeito compacto como:

$$u_k(\mathbf{x}) = \int_{\Sigma} m_{pq}(\xi) \frac{\partial g_k^p(\mathbf{x}, \xi)}{\partial \xi_q} d\Sigma(\xi) \quad (136)$$

A equação 136 mostra que os deslocamentos podem ser escritos como uma convolução do tensor de momento com as derivadas dos tensores de Green, o que é muito útil. O tensor de momento fornece uma estimativa do tamanho de um terremoto:

$$M_{pq} = \int_{\Sigma} m_{pq} d\Sigma \quad (137)$$

Para um meio isotrópico, Malvern (1969) usa o tensor de rigidez simétrico para reescrever a densidade do momento:

$$m_{ij} = \mu(s_i n_j + s_j n_i) + \lambda s_k n_k \delta_{ij} \quad (138)$$

Onde δ_{ij} é o delta de Kronecker. Assim, reescrevendo a equação de Volterra (134) para um meio isotrópico (Steekettee, 1958), temos:

$$u_i = \frac{1}{F} \int \int_{\Sigma} s_i(\xi) \left[\mu \left(\frac{\partial g_k^i}{\partial \xi_j} + \frac{\partial g_k^j}{\partial \xi_i} \right) + \lambda \delta_{ij} \frac{\partial g_k^m}{\partial \xi_m} \right] n_j d \Sigma \quad (139)$$

Onde F é uma força pontual em (ξ_1, ξ_2, ξ_3) , n_j é o cosseno diretor da normal ao elemento de superfície Σ . A equação 139 mostra que os deslocamentos são devidos a fontes “double-couple”, por isso esta equação é conhecida como a forma double-couple da fórmula de Volterra, que é uma solução geral em qualquer ponto e não só na superfície.

Igualmente, assumindo uma falha normal $\mathbf{n} = [\sin \delta, \cos \delta, 0]^T$ com *dip* δ e o slip constante confinado na falha $\mathbf{s} = s[\cos \delta, -\sin \delta, 0]^T$ e substituindo na equação 139, temos:

$$u_k(\mathbf{x}) = \int_{\Sigma} \left[\sin 2\delta \left(\frac{\partial g_k^1}{\partial \xi_1} + \frac{\partial g_k^2}{\partial \xi_2} \right) + \cos 2\delta \left(\frac{\partial g_k^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial g_k^2}{\partial \xi_1} \right) \right] d \Sigma e \quad (140)$$

A solução desta equação permite obter os deslocamentos para $s > 0$, para uma falha normal $0 \leq \delta \leq \pi/2$ e para uma falha inversa $\pi/2 \leq \delta \leq \pi$

$$u_1(x_1, x_2 = 0) = \frac{s}{\pi} \left[\cos \delta \tan^{-1} \psi - \frac{\sin \delta - \psi \cos \delta}{1 + \psi^2} \right] \quad (141)$$

$$u_2(x_1, x_2 = 0) = \frac{-s}{\pi} \left[\sin \delta \tan^{-1} \psi - \frac{\cos \delta - \psi \sin \delta}{1 + \psi^2} \right] \quad (142)$$

Com parâmetro ψ que é a distância desde o deslocamento escalado pela profundidade $\psi = (x_1 - \xi_1)/d$.

2.4.5 Deslocamento em 3 dimensões

Em 1985 Yoshimitsu Okada, partindo da Equação dada por Steekettee (1958) e, usando as apropriadas funções de Green e definindo os parâmetros da geometria para um deslocamento finito, estabeleceu as soluções de “ponto-fonte” que permitem calcular os deslocamentos devidos a um arbitrário movimento de uma falha em um meio espaço de três dimensões. A Figura 50 mostra a definição da geometria usada por Okada, sendo que o plano de falha é representado por uma superfície de deslocamento de comprimento L e largura W, com ângulo de mergulho δ e slip s uniforme.

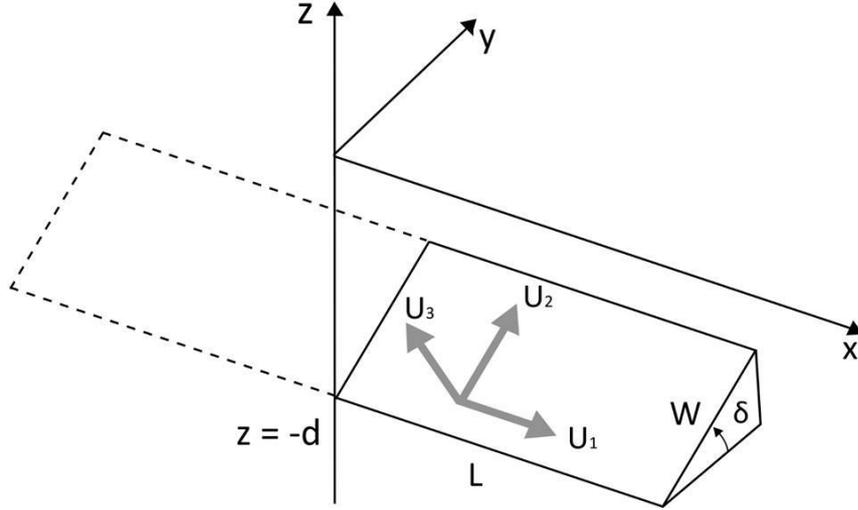


Figura 50: Definição da geometria do modelo da fonte usado por Okada (1985; 1992). As componentes do deslocamento nesta geometria estão representadas como U_k e as componentes do slip como s_k . Modificado: Okada (1985).

Assim, usando a geometria da Figura 50 na formula de VolTerra (Eq. 134), encontramos expressões para a contribuição de cada elemento $d\Sigma$ (incremento de área na falha) para cada tipo de deslocamento onde:

Strike-slip ($s_2 = s_3 = 0$)

$$u_i(\mathbf{x}) = \mu s_1 d\Sigma \left[-\sin \delta \left(\frac{\partial g_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial g_i^2}{\partial \xi_1} \right) + \cos 2\delta \left(\frac{\partial g_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial g_i^3}{\partial \xi_1} \right) \right] \quad (143)$$

Dip-slip ($s_1 = s_3 = 0$)

$$u_i(\mathbf{x}) = \mu s_2 d\Sigma \left[\cos 2\delta \left(\frac{\partial g_i^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial g_i^3}{\partial \xi_2} \right) + \sin 2\delta \left(\frac{\partial g_i^3}{\partial \xi_3} + \frac{\partial g_i^2}{\partial \xi_2} \right) \right] \quad (144)$$

Tração ($s_1 = s_2 = 0$)

$$u_i(\mathbf{x}) = s_3 d\Sigma \left[\lambda \frac{\partial g_i^n}{\partial \xi_n} + 2\mu \left(\frac{\partial g_i^2}{\partial \xi_2} \sin^2 \delta + \frac{\partial g_i^3}{\partial \xi_3} \cos^2 \delta \right) - \mu \sin 2\delta \left(\frac{\partial g_i^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial g_i^3}{\partial \xi_2} \right) \right] \quad (145)$$

O produto $U_k = s_k d\Sigma$ expressa a intensidade ou potencia da fonte. Os deslocamentos na superfície devidos a uma falha finita retangular podem ser determinados integrando as soluções da fonte pontual localizada em $(0, 0, -d)$, segundo o método descrito em Okada 1985; Segall 2010. Para isto as fontes pontuais são distribuídas sobre a falha fazendo as substituições: $(x \rightarrow x - \xi')$, $(y \rightarrow y - \eta' \cos \delta)$, $(d \rightarrow d - \eta' \sin \delta)$. Os campos elásticos devidos a falha retangular são construídos pela integração de ξ' desde 0 até L, e n' desde 0 até W. É conveniente fazer as transformações dadas por Sato e Matsu'ura (1974), $(x - \xi' = \xi)$, $(p - \eta' = \eta)$:

$$\int_x^{x-L} d\xi \int_p^{p-W} d\eta \quad (146)$$

Os deslocamentos são dados na notação de Chinnery (1961):

$$f(\xi, \eta) = f(x, p) - f(x, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \quad (147)$$

O que na realidade toma uma falha retangular com $2L$ (Fig. 50), como resultado se obtêm as expressões analíticas usadas na metodologia deste trabalho:

$$\text{Strike-slip} \begin{cases} u_x = -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R+\eta)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + I_1 \sin \delta \right] \\ u_y = -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \cos \delta}{R+\eta} + I_2 \sin \delta \right] \\ u_z = -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \sin \delta}{R+\eta} + I_4 \sin \delta \right] \end{cases} \quad (148)$$

$$\text{Dip-slip} \begin{cases} u_x = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_y = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y} q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d} q}{R(R+\xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \end{cases} \quad (149)$$

$$\text{Tração} \begin{cases} u_x = \frac{U_3}{2\pi} \left[\frac{q^2}{R(R+\eta)} + I_3 \sin^2 \delta \right] \\ u_y = \frac{U_3}{2\pi} \left[\frac{-\tilde{d} q}{R(R+\xi)} - \sin \delta \left\{ \frac{-\xi q}{R(R+\eta)} - \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} \right\} - I_3 \sin^2 \delta \right] \\ u_z = \frac{U_3}{2\pi} \left[\frac{-\tilde{y} q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \left\{ \frac{-\xi q}{R(R+\eta)} - \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} \right\} - I_5 \sin^2 \delta \right] \end{cases} \quad (150)$$

Onde

$$\begin{aligned} I_1 &= \frac{\mu}{\lambda+\mu} \left[\frac{-1}{\cos \delta} \frac{\xi}{R+d} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \\ I_2 &= \frac{\mu}{\lambda+\mu} [-\ln(R+\eta)] - I_3 \\ I_3 &= \frac{\mu}{\lambda+\mu} \left[\frac{-1}{\cos \delta} \frac{\tilde{y}}{R+d} - \ln(R+\eta) \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \\ I_4 &= \frac{\mu}{\lambda+\mu} \frac{1}{\cos \delta} [-\ln(R+\tilde{d}) - \sin \delta \ln(R+\eta)] \\ I_5 &= \frac{\mu}{\lambda+\mu} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X+q \cos \delta) + X(R+X) \sin \delta}{\xi(R+X) \cos \delta} \end{aligned} \quad (151)$$

$$\begin{aligned} p &= y \cos \delta + d \sin \delta \\ q &= y \sin \delta - d \cos \delta \\ \tilde{y} &= \eta \cos \delta + q \sin \delta \\ \tilde{d} &= \eta \sin \delta - q \cos \delta \\ R^2 &= \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \\ X^2 &= \xi^2 + q^2 \end{aligned} \quad (152)$$

Com o caso especial quando $\delta = 0$

$$I_1 = -\frac{\mu}{2(\lambda+\mu)} \frac{\xi q}{(R+\tilde{d})}$$

$$\begin{aligned}
I_3 &= \frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \left[\frac{\eta}{R + d} + \frac{\tilde{y}q}{(R + \tilde{d})^2} - \ln(R + \eta) \right] \\
I_4 &= -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{q}{R + \tilde{d}} \\
I_5 &= -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{\xi \sin \delta}{R + \tilde{d}}
\end{aligned} \tag{153}$$

2.4.6 Movimento de placas e modelos de velocidade

A superfície da Terra não é estacionária, pelo contrario se movimenta, sendo que diferentes partes da Terra se deslocam com velocidades e direções diferentes. A velocidade do deslocamento é muito lenta, atingindo apenas alguns milímetros por ano, embora esses movimentos sejam uma das causas mais significativas na criação do relevo terrestre. Ainda que o deslocamento e deformação acumulados em um ano sejam pequenos, quando acumulados ao longo de milhões de anos fazem com que os continentes se desloquem milhares de quilômetros e sejam formados dobramentos da crosta que dão origem às montanhas.

O problema é definir o movimento em relação a que? Para ter-se uma boa estimativa do deslocamento e velocidade das placas tectônicas se faz necessário estabelecer um “marco de referência”, que permita que todas as medições sejam comparáveis com modelos globais que predizem o movimento das placas e outras observações geológicas.

Para isto existem duas formas de descrever o deslocamento das placas tectônicas: 1. Movimento relativo: consiste em fixar uma placa ou uma região da Terra ou “marco de referência” (Ex: parte estável da placa Sul-Americana) e comparar o movimento com outra placa ou região ou 2. Movimento absoluto: consiste em usar um “marco de referência global”, geralmente estão baseados no ITRF (Internacional Terrestrial Reference Frame).

Para a análise do movimento relativo usa-se um marco de referência “fixo” que é mais fácil de ser interpretado. Nesse caso o marco de referência é um ponto de vista que supõe que o observador está fixo numa placa, vendo como a outra se desloca. A Figura 51 mostra o movimento relativo da placa Sul-Americana usando dois marcos de referência diferentes, um fixando como referência a placa de Nazca e outro fixando a parte “estável” da placa Sul-Americana. A diferença é notável, mas no seu devido contexto as duas permitem análises geofísicas concretas do deslocamento e velocidades do continente.



Figura 51: Movimento relativo das estações GPS na placa Sul-Americana usando dois diferentes marcos de referência. Esquerda: placa de Nazca. Direita: parte estável do continente Sul-Americano. Modificado: UNAVCO.

Assumindo a forma da Terra como uma esfera, o movimento relativo das placas pode ser descrito pelo teorema de Euler, onde o movimento relativo entre duas placas está definido por um ângulo de rotação em torno de um pólo de rotação, chamado de pólo de Euler (Fig. 52). O pólo de Euler tende a ser muito estável ao longo do tempo. Estes pontos são puramente matemáticos, mas permitem descrever a direção do movimento de uma placa (Fowler 2012).

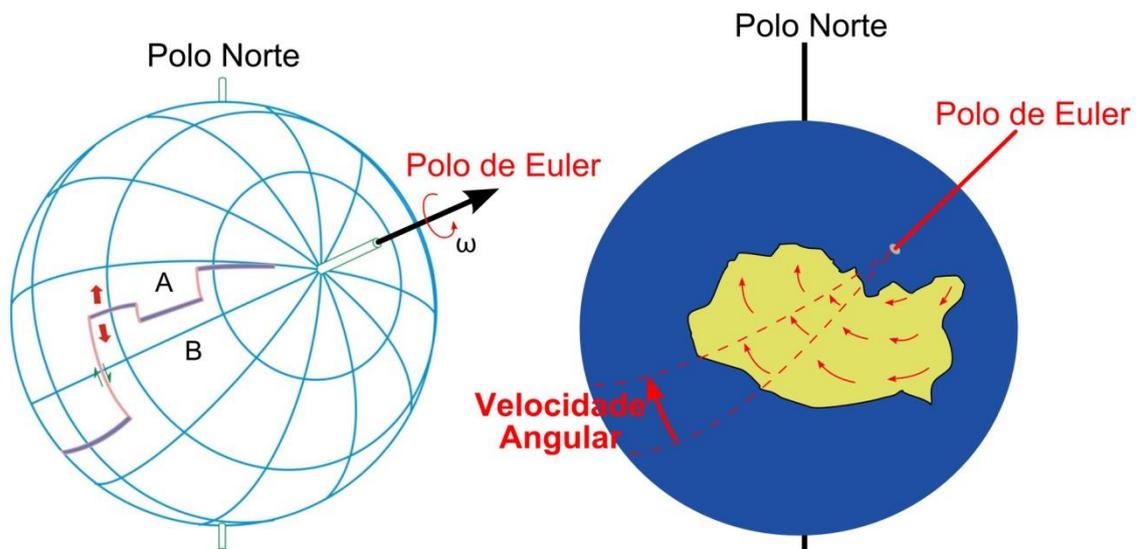


Figura 52: Movimento relativo das placas. Esquerda: falhas construtivas e transformantes entre as placas A e B. As falhas transformantes estão geometricamente relacionadas com os polos de Euler, estas falhas atuam com movimento tangencial real, formando pequenos círculos, similares aos paralelos da latitude, em torno do polo. Direita: a velocidade angular varia como grandes círculos, similares aos meridianos da longitude.

Assim, usando pólos de Euler vários métodos podem ser usados na determinação do movimento das placas:

1. *Orientação das falhas transformantes* (Fig. 52) pode ser usado o strike das falhas conservativas, porque o movimento relativo nas falhas transformantes é paralelo a falha e, seu valor é constante ao longo da falha.
2. *Varição da taxa de espalhamento*, a velocidade entre as placas é máxima aos 90° do pólo de Euler e decresce até 0 no polo.
3. Padrão magnético do assoalho oceânico fornece tanto velocidade quanto direção.
4. Soluções de mecanismos focais permitem inferir a direção, mas não a velocidade.
5. Medições geodésicas como SLR, VLBI, e GPS, podem fornecer medições de longos períodos que permitem calcular tanto velocidade quanto direção.

Um método muito importante de determinação do movimento absoluto das placas usa os traços dos “*hot spots*” ou vulcões intraplaca. Este método assume que o movimento de todas as placas pode ser calculado porque cada placa se desloca lenta e constantemente sobre um hot spot cuja fonte se encontra fixa no manto e gera as cadeias montanhosas e ilhas na placa oceânica, pela ação da pluma do manto. (Fig. 53).

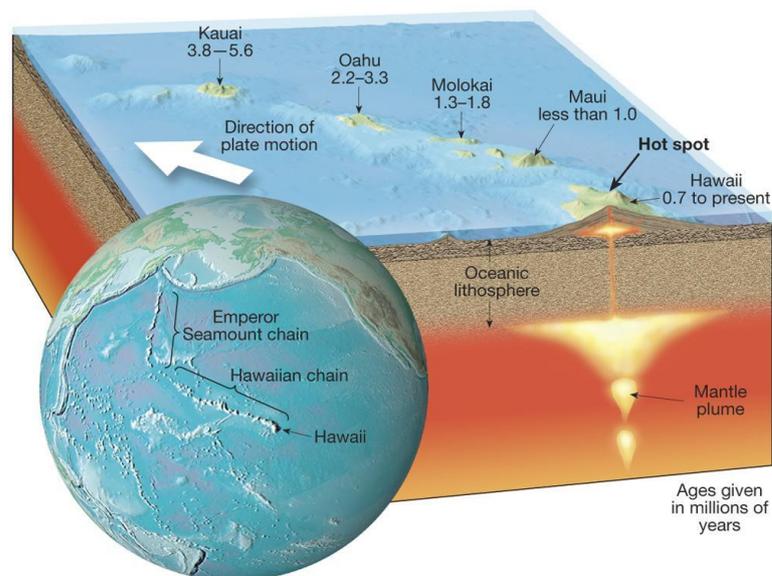


Figura 53: Cadeias vulcânicas no Oceano Pacífico, a seta indica a direção do movimento da placa, a ilha mais nova é Havai com 0.7 milhões de anos e sucessivamente podem se observar que a idade das ilhas aumenta progressivamente o que sugere um deslocamento lento e progressivo sobre o hot spot. Modificada de Tasa graphics arts.

Apesar de o método fornecer uma boa estimativa da direção do movimento, possui grandes incertezas nas velocidades, principalmente porque depende do conhecimento da idade de cada segmento da placa e porque a largura do *spot* pode atingir ~100km (Fowler 2012). Outro método usado para determinar o movimento absoluto das placas é o uso do GNSS. Os modelos de deslocamento absoluto obtidos por GNSS são muito úteis para comparar resultados, mas não são muito intuitivos em seus resultados. Estão baseados no marco de referência ITRF, mas parece que representam aproximadamente os movimentos da superfície das placas em relação o interior da terra, porque assemelham o movimento aparente de placas no que diz respeito aos vulcões *hot spot*. Na determinação do seu marco de referência, o método usa diversas metodologias: GNSS, VLBI (Very-long-baseline Interferometry), SLR (Satellite Laser Ranging), e DORIS (Doppler Orbitography and Radio-positioning Integrated by Satellite). Existem muitos modelos globais de velocidade os mais importantes são:

- NUVEL-1 (DeMets et al., 1990): movimento relativo, placa do Pacífico fixa
- NUVEL-1A (DeMets et al., 1994): movimento relativo, placa do Pacífico fixa
- MORVEL (DeMets et al., 2010): movimento relativo para 25 placas. As taxas de espalhamento e azimutes são determinadas.
- NNR-MORVEL56 (Argus et al., 2011): movimento relativo para 25 placas de MORVEL e 31 placas de Bird (2003), marco de referência NNR (Not-Net Rotation)
- NNR- NUVEL-1 (Argus et al., 1991): movimento absoluto, marco de referencia NNR (Not-Net Rotation).
- NNR- NUVEL-1A (DeMets et al., 1994): movimento absoluto, marco de referencia NNR (Not-Net Rotation).
- HS3-NUVEL1A (Grip et al., 2002): movimento absoluto das placas, relativo ao marco dos hotspot.

NNR é o movimento de cada placa com respeito à média ponderada de todas as velocidades da placa no mundo todo. Também é considerado um modelo absoluto. Para a América do sul os modelos de velocidade mais importantes são:

- VEMOS2009 (Drewes and Heidbach 2012): movimento absoluto, referido ao ITRF2005.
- VEMOS2015 (Sánchez and Heidbach 2016): movimento absoluto, referido ao IGB08.

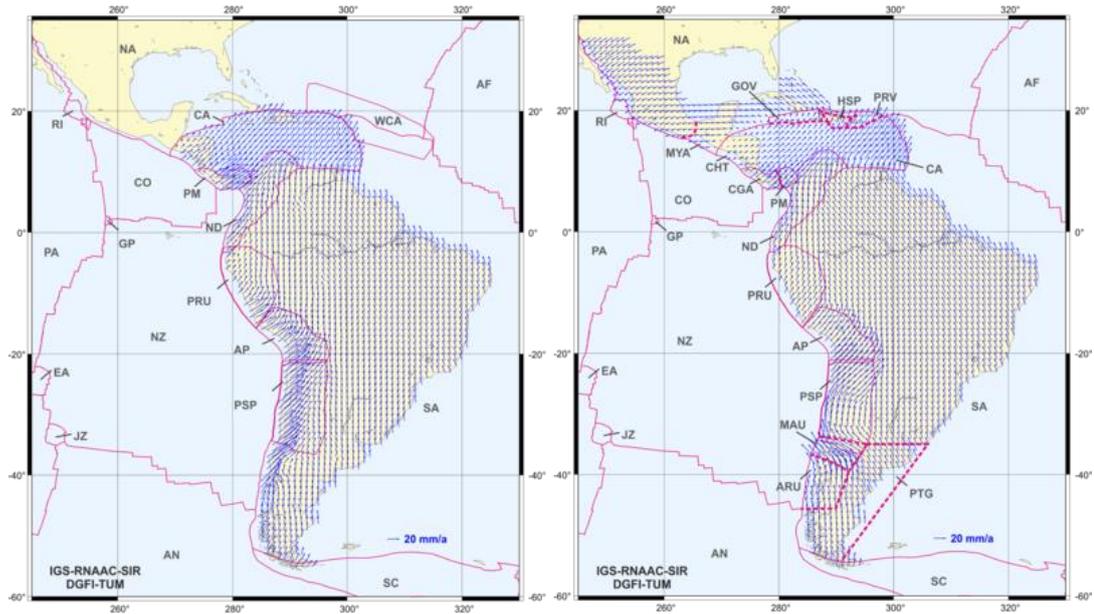


Figura 54: Esquerda: Modelo VEMOS2009 referido ao ITRF2005 (Drewes & Heidbach 2012). Direita: modelo VEMOS2015 referido ao IGb08 (Sánchez & Drewes 2016). Nota-se como nas áreas entre Chile e Argentina se mostra a influência pós-sísmica do terremoto de 2010 em Concepción, Chile.

3. DESCRIÇÃO DOS DADOS

Este projeto de pesquisa teve a colaboração internacional entre o Centro Sismológico da Universidade de São Paulo (Brasil), o Laboratório Geofísico Andino (AGL) da Universidade da Carolina do Sul (USA). Também contou com a colaboração da Universidade de Brasília (Brasil) para processar os dados de GPS. E colaboração com instituições da Colômbia como o Instituto Geográfico Agustín Codazzi e do Equador como o IGM (Ver mapa com área de estudo).

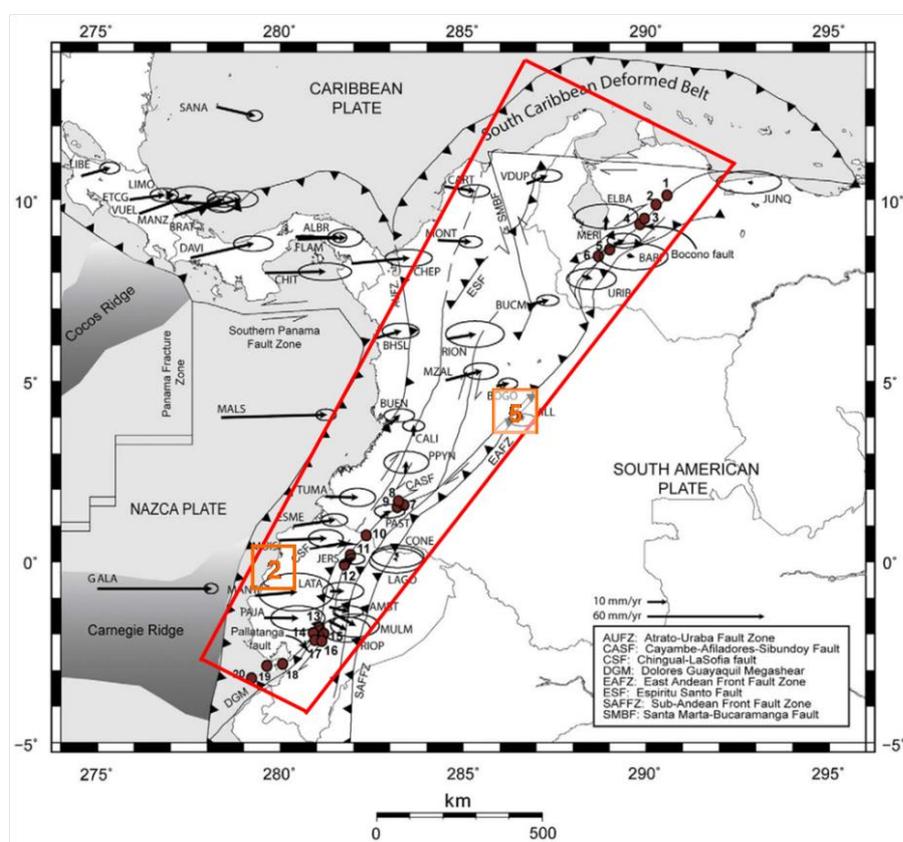


Figura 55: Descrição da área de estudo, a região demarcada de vermelho é área geral de interesse do projeto. Os quadros laranja do 1 e 2 são áreas com sismos rasos. Modificado: Egbue et al. 2010.

Foram solicitados dados SAR a ESA (European Space Agency) e ASF/NASA (Alaska Satellite Facility da NASA) mediante apresentação de projetos individuais a cada agência. Os dois projetos foram aprovados pelas duas agências. Os seguintes dados geodésicos, sismológicos e geológicos foram usados:

- 6 imagens SAR L0 (2 ERS1, 4 ERS2), 4 imagens ENVISAT, 9 imagens SAR dos satélites ALOS-PALSAR (7 ALOS1, 4 ALOS2), 10 do satélite SENTINEL-1A.

Muitas das imagens foram usadas para testar a metodologia e o código desenvolvido.

- 27 estações de GPS da Colômbia (IGAC – SIRGAS-CON) processados no observatório sismológico da Universidade de Brasília.
- 6 estações de GPS de Equador (IGM – REGME – SIRGAS-CON), processados no observatório sismológico da Universidade de Brasília.
- 2 séries temporais de soluções multi-anuais de GPS, SIRGAS-CON.
- Dados sismológicos, Serviço Geológico Colombiano (SGC).
- Dados Telesísmicos, IRIS – Wilber3 e do Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo (IAG-USP).
- Dados geológicos da região Andina, Andean Geophysical Laboratory (AGL) of the University of South Carolina.

3.1 Dados SAR

Ao contrario dos satélites ópticos ou passivos que dependem da radiação solar refletida e a radiação térmica emitida pela Terra ou pelos corpos sobre ela, o SAR é um sistema ativo, que trabalha independentemente da luz e do calor, emitindo um feixe de radiação na região das micro-ondas do espectro eletromagnético. Geralmente os dados de SAR podem ser adquiridos desde plataformas aerotransportadas ou por satélite. Várias propriedades como: resolução, largura da banda de operação, órbita, geometria ou modo de captura e formatos disponíveis, entre outras, definem a utilidade, processamento e produtos de cada conjunto de dados SAR.

Tabela 2: Bandas de frequência dos satélites SAR disponíveis.

Banda	Frequência	Comprimento de onda	Características
X	12.5-8 GHz	2.4-3.75 cm	Usado para reconhecimento militar, mapeamento e vigilância
C	8-4 GHz	3.75 -7.5 cm	Capacidade de penetração da vegetação ou sólidos é limitada e restrita ao topo da vegetação, mas possui ótima resolução em áreas secas. Útil para vigilância de geleiras. Maior perda de coerência.
S	4-2 GHz	7.5 -15 cm	Usado em aplicações meteorológicas de médio alcance como avaliação de chuvas ou vigilância de aeroportos.
L	2-1 GHz	15 -30 cm	Boa penetração na vegetação, menor perda de coerência, menor resolução interferométrica que a banda C.

P	1-0.3 GHz	30 -100 cm	Usada quase exclusivamente para pesquisa, ótima penetração na vegetação, útil para estimar a massa vegetal.
----------	-----------	------------	---

A maioria dos satélites ou instrumentos aerotransportados operam nas frequências de 0,3GHz até 300GHz, o que corresponde a comprimento de onda entre 0,5 cm até 75 cm (Tabela 2). Várias missões têm posto em órbita satélites com instrumentos SAR com objetivos e alvos diferentes levando em conta todos esses parâmetros. O comprimento de onda é um dos parâmetros mais importantes além do período de operação, a banda de operação e custo das imagens são os principais fatores para usar os dados de cada missão (Tabela 3).

Tabela 3: Descrição dos satélites SAR disponíveis.

Missão	Proprietário	Período Operação	Órbita (Km)	Banda	Resolução (metros)	Largura da faixa (Km)	Repetição (dias)	Formatos disponíveis
Radarsat 1	Canadá	1995	798	C	3-100	20-500	24	
Radarsat 2	(CSA)	2007						
ERS 1	ESA	1991-2000	782-785	C	10-30	5-500	3-35	L.0 (RAW)
ERS 2		1995-2011						L.1 (SLC-Geo)
ENVISAT		2002-2012	800	C	30-1200	1150	30	L.2
ALOS 1	Japão	2006-2012	628	L	10-100	70-350	46	L1.0 (RAW)
ALOS 2	(JAXA)	2014		L	1-3	25-489	14	L1.5 (SLC-Geo)
SENTINEL-1A	ESA	2014	693	C	5-40	80-400	12	RTC Level-0 Level-1 SLC Level-1 GRD Level-2 OCN
TERRA SAR-X TanDEM-X	Alemanha	2007	514	X	1-18	5-150	11	L0, L1
Cosmo-SkyMed	Itália	2007	619	X	1-100	10-200	16	L0, L1
PAZ	Espanha	2013	514	X	1-18	5-150	11	L0, L1

SLC: Slant range data

GRD: Ground range data

O sinal transmitido e recebido pelo SAR é propagado num determinado plano de polarização, usualmente os planos são: (H) Horizontal e (V) Vertical. Uma onda transmitida em quaisquer destas polarizações vai gerar uma onda retroespalhada com uma variedade de polarizações. As ondas polarizadas horizontalmente vão penetrar através do topo das árvores, as ondas polarizadas verticalmente vão interagir com os talos do dossel. Neste caso, podem existir quatro combinações de polarizações transmitidas e recebidas.

- HH – para transmissão e recepção horizontal;
- VV – para transmissão e recepção vertical;

- HV – para transmissão horizontal e recepção vertical;
- VH – para transmissão vertical e recepção horizontal.

Esta propriedade é muito útil para a classificação de vegetação e materiais na superfície usando polarimetria de radar. O SAR pode operar durante o dia ou à noite, pois as nuvens, a contaminação ou a precipitação não afetam significativamente as micro-ondas, assim, as imagens podem ser adquiridas independentemente das condições climáticas. Salvo para algumas aplicações que fazem uso preciso da fase do sinal SAR como a interferometria SAR ou InSAR, aonde o atraso troposférico e atmosférico pode introduzir ruído no sinal coerente do SAR.

A Tabela 4 mostra as imagens SAR usadas neste trabalho, para o estudo do terremoto de Quetame - Colômbia 2008, foram usadas três imagens ALOS-PALSAR, FBD L0 com formato ERSDAC da Agência Espacial Japonesa JAXA. A mesma agência doou uma imagem ALOS-PALSAR, FBS L0 com formato ERSDAC. Para o estudo do terremoto de Pedernales / Muisne – Equador, foram usadas imagens da ESA usando o projeto aprovado da NASA/ASF; foram usadas imagens em formato L1 - SLC (Single look Complex).

Tabela 4: Imagens SAR usadas nesse trabalho.

ID	Período	Área de Estudo	Agência	Tipo de Dado	Quantidade	Formato
1	2008	Quetame Earthquake. Colombia	JAXA	3 ALOS FBD / 1 ALOS FBS	3	ERSDAC L0
2	2016	Pedernales / Muisne Earthquake. Equador	ESA	IW-TOPS	10	L1 SLC

Os dados ALOS1 PALSAR são produzidos pela Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) e distribuídos diretamente pela JAXA ou pela Japan Space Systems (ERSDAC). Isto tem relevância porque o formato de distribuição depende da entidade que distribui os dados, pode ser CEOS, Vexcel ou ERSDAC, do que depende o tipo de processamento disponível.

As três imagens ALOS, usadas para modelar a deformação cossísmica, estão em formato ERSDAC L0, que são dados brutos de 8-bits com amplitude e fase, em modo de observação de alta resolução (High-resolution, H), com quatro padrões polarimétricos (HH, VV, HV, VH) para as imagens FBD de 28MHz (Fine Beam Dual Polarization) e dois padrões (HH, VV) para as imagens FBS de 14 MHz (Fine Beam Single Polarization). A informação da órbita está incluída no cabeçalho do arquivo em coordenadas inerciais em vez das

coordenadas Fixas-terrestres (ECEF) do formato CEOS, tornando necessária a transformação de coordenadas (Fig. 56).

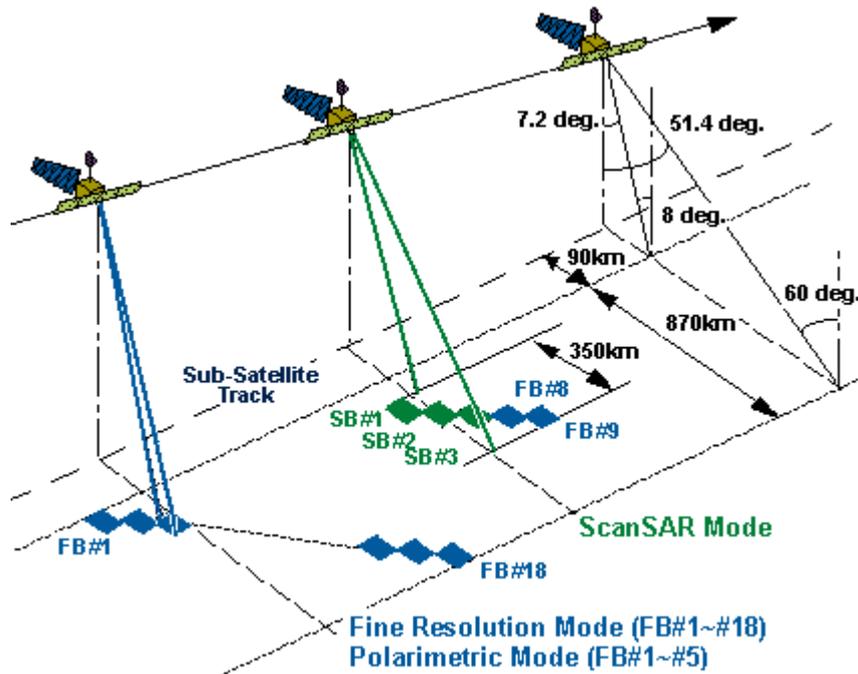


Figura 56: Descrição dos modos de aquisição do satélite ALOS1, os modos FB de resolução fina foram usados para analisar a deformação cossísmica na superfície causada pelo terremoto de Quetame, Colômbia 2008.

As imagens SENTINEL 1A usadas para modelar a deformação cossísmica do terremoto de Pedernales – Equador 2016, estão em formato Level-1 Single Look Complex (SLC), imagens complexas com amplitude e fase, com modo de aquisição IW (Interferometric Wide Swath) no modo TOPSAR (Terrain Observation with Progressive Scans SAR) com quatro padrões polarimétricos (HH, VV, HV, VH). O modo TOPSAR dirige o feixe em “range” e também é dirigido de trás para frente na direção do azimute, o que permite melhorar a resolução em azimute e obter uma imagem de alta qualidade, a imagem é dividida em três partes ou frames (Fig. 57).

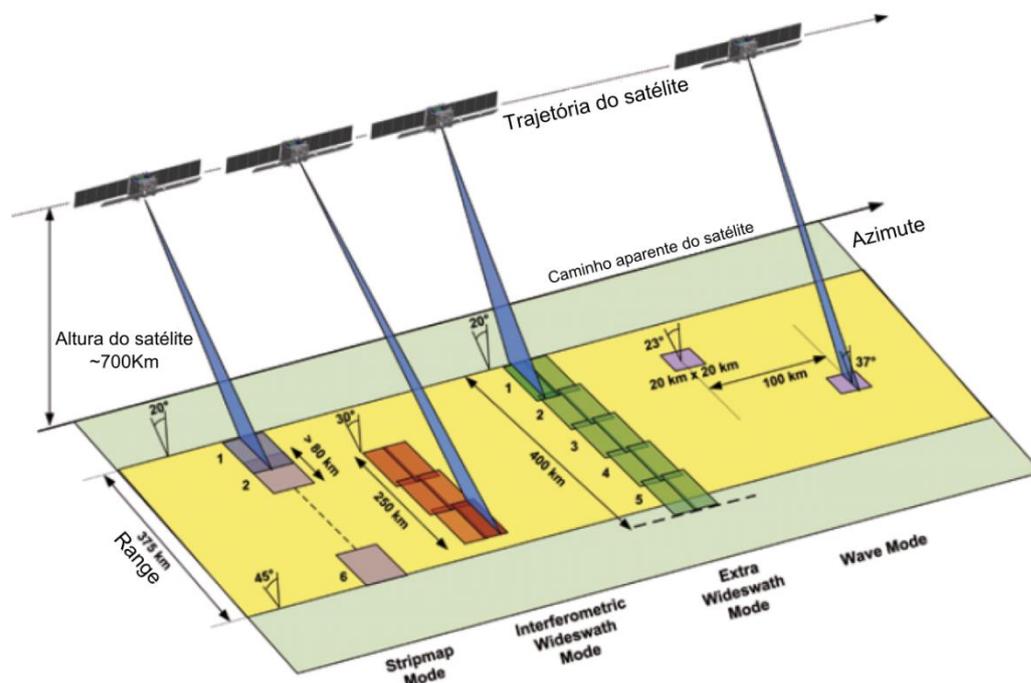


Figura 57: Descrição dos modos de aquisição do satélite Sentinel-1A. O modo IW-TOPSAR foi usado para medir a deformação cossísmica na superfície causado pelo terremoto em Pedernales – Equador em 2016.

A órbita de referência do SENTINEL é mantida numa tubulação (teórica) de 100m de diâmetro (RMS) em coordenadas fixas terrestres. As órbitas precisas são distribuídas independentemente pelo serviço de determinação de órbitas precisas do SENTINEL-1 (POD), este serviço fornece três tipos de órbitas:

- Previstas (PRE): Estão disponíveis no mínimo 90 minutos antes da aquisição do satélite, e contém os vetores de estado da órbita em tempos fixos de 10s. Com precisão de posição em 2D de 10cm;
- Restituídas (RES): São geradas dentro das 3 horas da recepção dos dados GNSS, e contém os vetores de estado da órbita em tempos fixos de 10s, os arquivos são gerados um por dia e liberados no mesmo dia da aquisição. A precisão da posição em 2D é de 10cm;
- Efemérides Precisa (POE): Cobrem aproximadamente 28 horas e contém os vetores de estado da órbita em tempos fixos de 10s, os arquivos são gerados um por dia e são liberados ~20 dias depois da aquisição. A precisão da posição em 3D é de 5cm.

3.2 Dados GNSS

Os dados GNSS usados neste projeto pertencem às redes Nacionais da Colômbia (Marco Geocêntrico Nacional de Referência para Colômbia – Estações Contínuas) e do Equador (Rede GNSS de Monitoramento Contínuo do Equador). Essas redes estão compostas de estações GNSS de funcionamento contínuo, que servem como base de referência para os levantamentos de posicionamento por satélite. Estas estações das redes nacionais estão incluídas na rede SIRGAS-CON (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas – Rede de Operação Contínua). Usando as soluções semanais da cinemática desta rede de referência, são calculadas soluções multi-anuais pelo IGS-RNAAC-SIR (IGS Regional Network Associate Analysis Center for the SIRGAS Reference System), usando o software Bernese GNSS, as velocidades das estações são estimadas usando como marco de referência as estações ITRF na região. Foram usadas duas soluções multi-anuais (Tabela 5) neste projeto SIR15P01 (2010-03-14 e 2015-04-11) (Sanchez e Drewes, 2016) e SIR11P01 (2000-01-02 e 2011-04-16) (Sanchez e Seitz, 2011).

Tabela 5: Dados GNSS usados nesse trabalho.

ID	Período	Área de Estudo	Agência	Tipo de Dado	Quantidade	Formato
In	2004/2010	Deformação interssísmica Equador - Colômbia	IGM/REGME	GPS	6 est	Rinex
			IGAC/MAGNA	GPS	27 est	Rinex
			SIRGAS (2015)	GPS+GLONASS	456 est	Sinex
			SIRGAS (2011)	GPS	301 est	Sinex

As informações que cada equipamento registra são disponibilizadas em formato RINEX (Receiver Independent Exchange Format), desenvolvido pelo Instituto Astronômico da Universidade de Berna, para facilitar o intercâmbio de dados GPS coletados durante a primeira campanha Européia de GPS (EUROREF 89). O formato atual, versão 3.0 consiste em três arquivos ASCII:

1. Arquivo de dados observados,
2. Arquivos de mensagem de navegação,
3. Arquivos de dados meteorológicos.

Muitas versões do formato RINEX são usadas na atualidade, principalmente da versão 2.0 adiante, que podem conter adicionalmente os seguintes arquivos:

1. Arquivos de mensagem de navegação GLONASS,

2. Arquivos de mensagem de navegação GEO,
3. Arquivos de dados dos relógios do satélite e do receptor.

Adicionalmente, muitos dados GNSS podem ser distribuídos no formato de compressão / descompressão Hatanaka, como no caso da maior parte dos dados recebidos da rede REGME do Equador, para estes dados foram usadas as aplicações rnx2crx e crx2rnx disponibilizada pela Unavco para transformar ao RINEX.

Cada arquivo tem um cabeçalho que contém informações globais para os dados registrados, assim como da estação e o equipamento onde foram registrados os dados. Também foi usada a aplicação Tecq (The Toolkit for GPS, GLONASS, Galileo, SBAS, Beidou, QZSS Data) disponibilizada pela Unavco, que permite eliminar erros no pré-processamento dos dados GNSS.

O formato SINEX (Software INdependent EXchange Format) é um formato desenvolvido pelo IGS para a distribuição das soluções GPS, assim como de outras técnicas, sejam SLR ou VLBI.

3.3 Dados Sismológicos

Os dados sismológicos usados para a determinação dos mecanismos focais e planos de falha dos tremores de Quetame, Colombia, 2008 e Pedernales, Equador, 2016, foram arquivos de forma de onda em diferentes formatos (SAC, SEED e Seisan), escalas (local, regional e telesísmicas).

O terremoto de Quetame foi registrado pela rede regional RSNC (Rede Sismológica Nacional da Colômbia) do Serviço Geológico da Colômbia (SGC). As formas de onda de 21 estações desta rede foram usadas para a análise e localização do sismo principal e de suas réplicas. Adicionalmente, foram usadas as formas de onda de 9 estações temporárias instaladas dias depois pelo SGC ~15 Km. Também, foram usadas dados de estações telesísmicas até 40°, obtidos da IRIS (Wilber3) e da rede BRASIS.

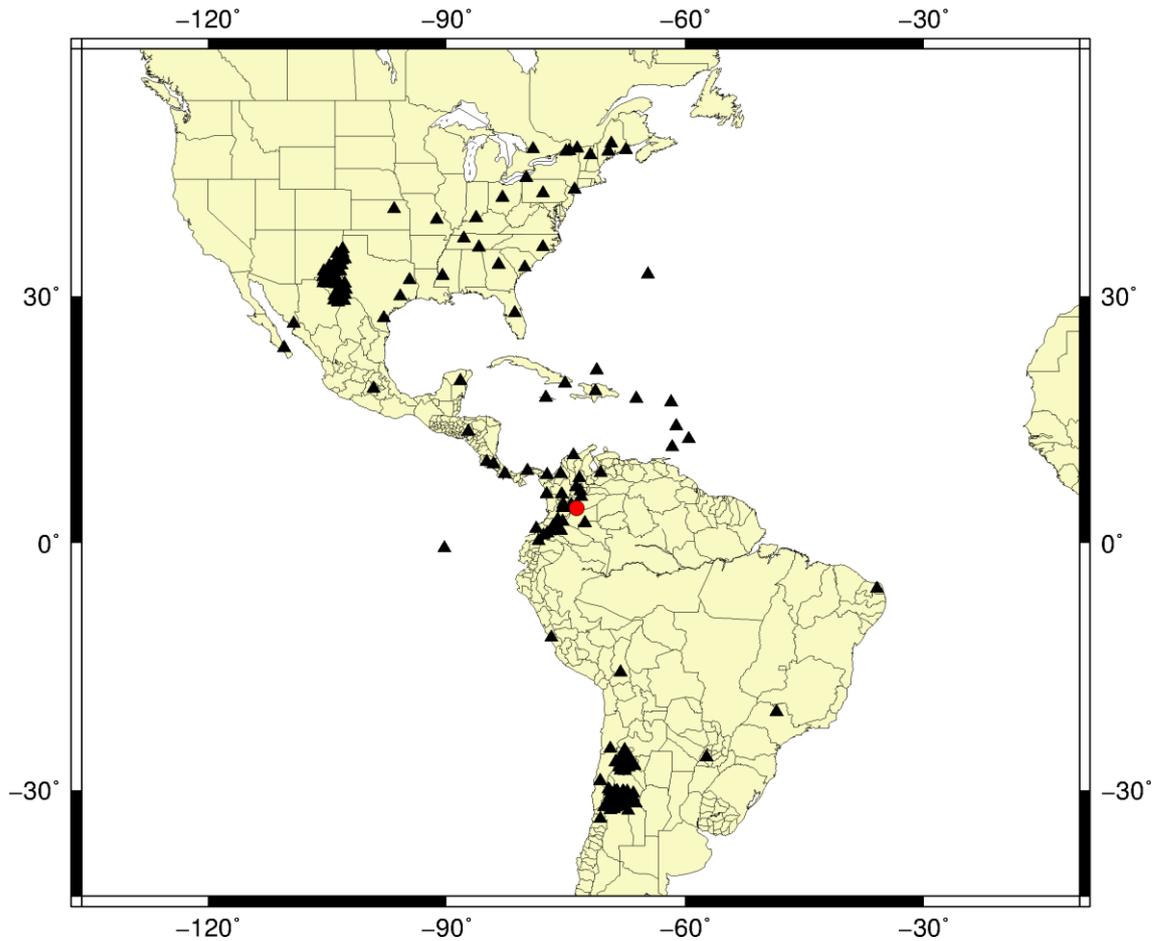


Figura 58: Distribuição das estações usadas que registraram o terremoto de 5,9Mw em Quetame – Colômbia em 2008. Os triângulos sólidos representam as estações, o ponto vermelho representa o epicentro do evento.

Para o terremoto de Pedernales, foram usadas as formas de onda registradas pela rede regional de acelerógrafos RENAC (Red Nacional de Acelerógrafos) do Equador (21 estações) do Instituto Geofísico (Escuela Politécnica Nacional). Também foram usadas as formas de onda de 4 estações da Rede sismológica do Peru, 4 estações da rede sismológica da Colômbia e 5 estações da rede Brasis, assim como as formas de onda a distâncias telesísmicas de até 40°, obtidas da IRIS (Wiber3).

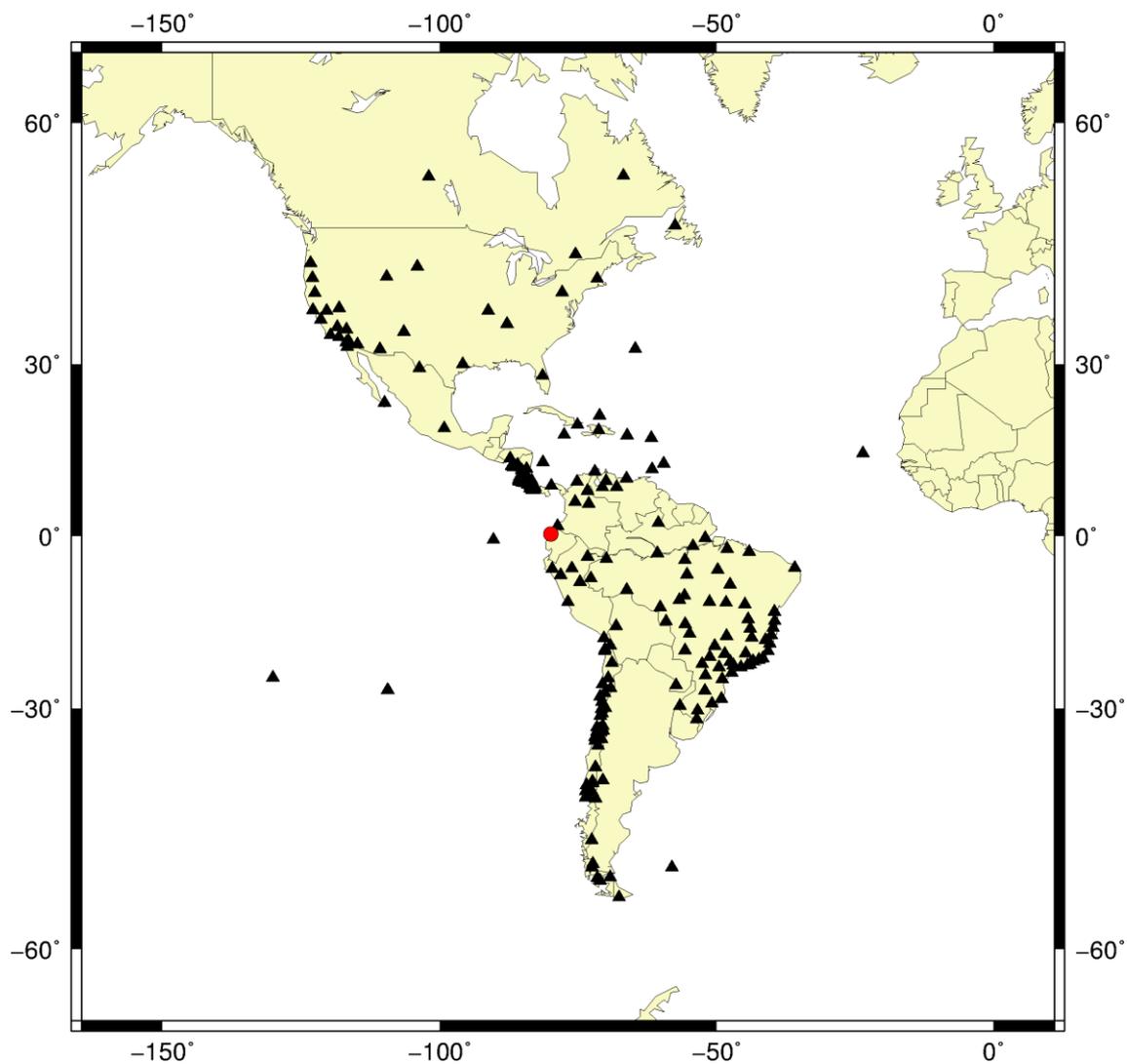


Figura 59: Distribuição das estações usadas que registraram o terremoto de 7,8 Mw em Pedernales – Equador em 2016. Os triângulos sólidos representam as estações, o ponto vermelho representa o epicentro do evento.

4. METODOLOGIA

4.1 Processamento InSAR

InSAR é uma ferramenta muito útil para analisar a deformação cossísmica como complemento às informações sismológicas (Mellors et al., 2004; Lohman et al., 2004). Esta metodologia fornece como resultado do processamento de um par de imagens SAR (mestre e escravo) a diferença de fase devida ao deslocamento na superfície na linha de visada do satélite (LOS).

Esta pesquisa visa analisar a deformação no bloco do Norte dos Andes para entender melhor o esforço de cisalhamento do bloco. Sendo muito importante verificar a presença de falhamento strike-slip na margem normal de encurtamento da cordilheira oriental. Para isto, o InSAR diferencial (D-InSAR), descrito nos fundamentos teóricos deste trabalho, no capítulo 2.1.6.2 (Interferometria SAR Diferencial: DInSAR), mostra-se como uma técnica apropriada para atingir este objetivo.

4.1.1 Processamento com GMTSAR

Para este projeto, foram testados vários programas de processamento InSAR como GMTSAR4-5 (Sandwell et al, 2011), ROI_PAC (Repeat Orbit Interferometry Package, JPL/Caltech), ISCE (InSAR Scientific Computing Environment, JPL/Caltech) e Snap (Sentinel Application Platform, ESA). Mas pela facilidade de integrar diretamente o deslocamento cossísmico observado (LOS), resultado do processamento InSAR, no processo de inversão o processamento foi feito usando GMTSAR4 e 5.

O GMTSAR precisa de órbitas precisas (<1m de precisão) para poder projetar o modelo de topografia de latitude, longitude e altura elipsoidal para o sistema de coordenadas de radar em alcance (range) e azimute. Para a maioria dos satélites é possível encontrar órbitas precisas (ERS-1, ERS-2, Envisat, ALOS1-2, Sentinel 1A e TerraSAR-X), assim, uma das limitações do programa é que satélites como Radarsat-1 e Jers1 não têm disponível órbitas precisas com esse nível de precisão.

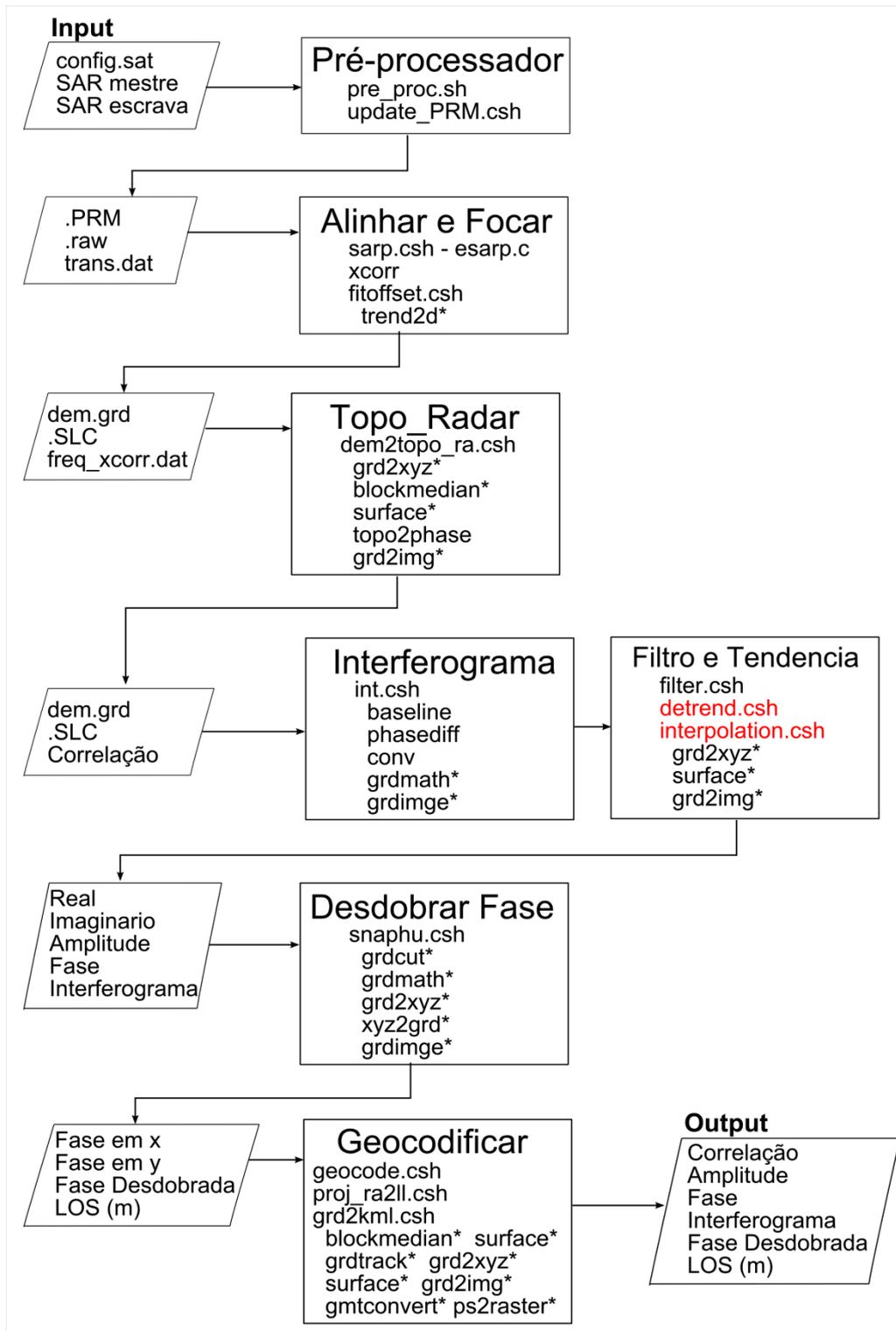


Figura 60: Diagrama do fluxo de processamento InSAR usado, os blocos da esquerda indicam a entrada/saída de dados, os blocos centrais indicam os 6 estágios principais do processo que não foram modificados, o bloco de processo da direita indica o bloco onde mais se centraram os testes e onde foram incluídos um par de códigos para remover a tendência e interpolação dos interferogramas, os códigos incluídos estão ressaltados em vermelho, a saída final está indicada no bloco na direita abaixo, no Anexo A são definidos cada um dos parâmetros de entrada e saída do processo.

A Figura 60 resume o fluxo de processamento InSAR usado, embora a maioria dos programas de processamento InSAR tem quase as mesmas componentes descritas no

diagrama. O processo está dividido em 6 estágios: 1. pré-processar, 2. alinhar e focar, 3. transformar coordenadas geográficas para coordenadas de radar (alcance e azimute), 4. gerar e filtrar interferograma, 5. desdobrar a fase e 6. geocodificar todas as saídas.

Os produtos deste processo são fornecidos em formatos GRD (NETCDF COARDS-compliant) em coordenadas de radar e georreferenciado (no sistema de coordenadas do DEM, geralmente WGS84). Um dos principais produtos do processo é o mapa da diferença de fase entre as cenas SAR, chamado de interferograma observado. Com este resultado, convenientemente é calculado o deslocamento na direção da linha de visada do satélite (LOS). Vários fatores são levados em consideração no processo, como definir os dados de entrada (*inputs*), os parâmetros do processo e os arquivos SAR (descritos no capítulo 3.1, Dados SAR).

No início do processo, são definidas as variáveis num arquivo de configuração (*config.txt*) que varia em conteúdo dependendo do satélite usado. Usualmente, os parâmetros de pré-processamento (número de patches, radio terrestre, frequência Doppler central e near range) estão definidos por defeito e não precisam ser modificados.

- *Pré-processador*: Tem a função de ler os parâmetros do arquivo de configuração, desempacota as imagens mestre (se necessário) e escrava usando mesmo radio da Terra e alcance cercano (near range) da imagem mestre. Converte imagens L0 em imagens raw e complexas SLC. No caso das imagens ALOS1 se necessário transforma FBD para FBS.
- *Alinhar e focar*: Tem a função de co-registrar as imagens complexas reposicionando os pixels de uma imagem escrava em relação à imagem de referência (master).
- *Topo_Radar*: Calcula a contribuição da topografia nos interferogramas, calcula a amplitude e melhora a correspondência da contribuição da topografia em relação a amplitude.
- *Interferograma*: Gera e filtra os interferogramas, subtrai a contribuição da topografia.
- *Desdobrar fase*: Desdobrar a fase e aplica as mascaras de corpos de água ou definidas pelo usuário.
- *Geocodificar*: Geocodifica todos os grids que são obtidos: amplitude, correlação, interferograma.

É importante o fornecimento de um modelo de elevação digital (DEM). A fase tem dois arquivos de saída: fase e fase filtrada estão em valores de $(-\pi, \pi)$. A correlação é uma medida da similaridade das duas imagens de radar, fornecendo uma estimativa da qualidade do sinal e das propriedades do espalhamento da superfície e, portanto, a sua composição e estrutura. É um valor adimensional, entre outros usos, serve para mascarar a fase quando esta é menor que um valor limiar definido no arquivo de configuração. Por convenção, o deslocamento LOS é negativo e é igual ao estimativo das mudanças no alcance (range) multiplicado por uma constante (C), sendo calculado assim:

$$LOS = -1 * \varphi_d * \lambda_s * C \quad (154)$$

$$C = 1000mm / (4 * \pi) \quad (155)$$

Onde λ_s é o comprimento de onda do satélite e φ_d a fase desdobrada. As figuras 61-63 mostram o exemplo do processamento do terremoto de 7,2 Mw da Baixa Califórnia, USA, feito usando GMTSAR. Este terremoto serviu para refinar o processo de obtenção do deslocamento cossísmico e para fazer muitos testes, porque é um terremoto estudado por vários autores e com condições muito boas, permitindo seu uso para contrastar as respostas obtidas em cada processo deste trabalho. O terremoto de el Mayor Cucapah, Baja California, USA, aconteceu o dia 4 de abril de 2010, com magnitude Mw 7,2. O terremoto teve uma profundidade de 10 km e foi seguido por várias réplicas de até 5,4 MW. Os interferogramas foram obtidos usando duas cenas SAR do satélite ALOS-1 em órbita ascendente, com banda L (~23 cm). As imagens foram adquiridas com uma diferença temporal de 112 dias, os dias 12 de dezembro de 2009 e 4 maio de 2010.

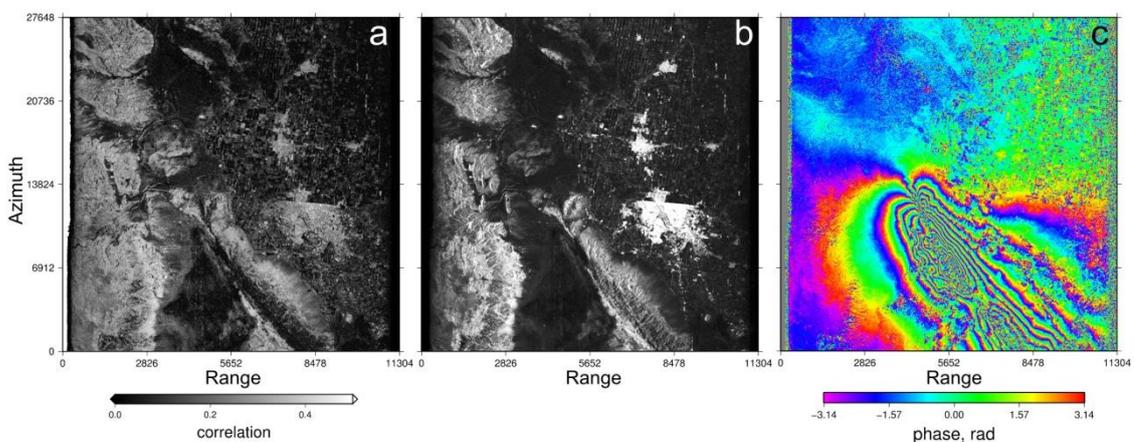


Figura 61: Exemplo de produtos do processamento com GMTSAR em coordenadas de radar para o terremoto de 2010, El Mayor Cucapah, Baja California, USA. a) Imagem de correlação, b) Amplitude, c) Interferograma.

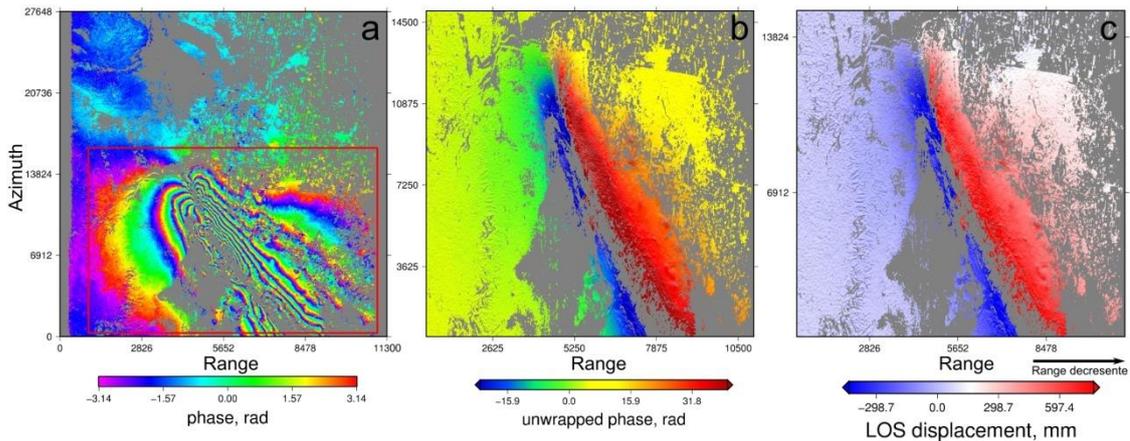


Figura 62: a) Interferograma com mascara baseada na correlação. b) Fase desdobrada, c) deslocamento LOS em mm, a seta indica a direção na qual o alcance (range) diminui. O quadro vermelho na Figura (a) indica o limite onde foi desdobrada a fase da Figura (b). Este procedimento foi feito porque a área superior apresenta uma ampla região decorrelacionada, o que aumenta muito o tempo de processamento. Todas as imagens estão em coordenadas de radar.

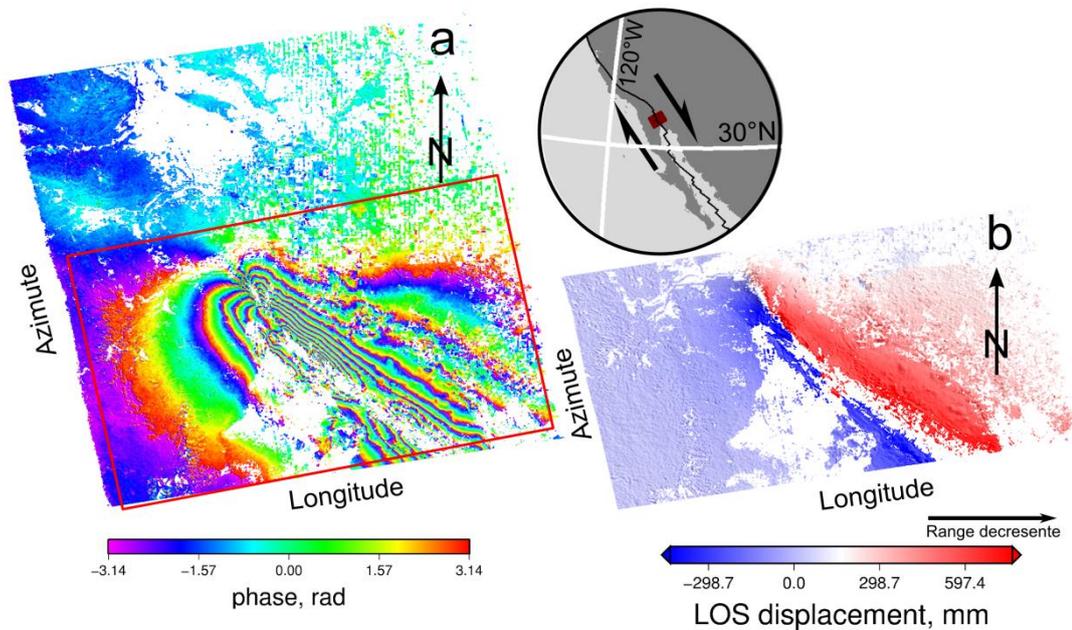


Figura 63: Produtos geocodificados no sistema de coordenadas WGS84. a) Interferograma geocodificado, b) deslocamento LOS cossísmico geocodificado. A seta das figuras a-b indica a direção do norte. O mapa de referência indica a localização geográfica do interferograma, El Mayor Cucapah, Baja California, USA, e mostra a presença do falhamento strike-slip entre a placa do Pacífico e a placa de América do Norte.

4.1.2 Correções aplicadas aos interferogramas

O uso das técnicas InSAR convencionais na área de estudo tem muitas limitações, como vegetação densa que causa uma forte decorrelação do sinal e sua contaminação por atrasos atmosféricos (Wauthier et al., 2013). Para mitigar a influencia desses erros o ideal é

usar SAR da banda L ($\lambda \sim 23\text{cm}$) ou da banda C ($\lambda \sim 5,6\text{cm}$) com diferença temporal e linhas base pequenas, embora isso seja afetado pela disponibilidade de dados no marco de tempo cossísmico, principalmente porque os satélites têm períodos de operação de alguns anos e nem sempre tem dados disponíveis da região de interesse ou com as características necessárias para o processamento (ex: linha base e tempo entre imagens).

Os produtos descritos na Figura 64 geralmente precisam de algum tipo de correção para poder ser usados como estimativa do deslocamento cossísmico. Por isto, foram incluídas no processo (Fig. 60) algumas variações que permitiram melhorar tanto as saídas quanto o tempo de processamento, como: interpolação da fase e remoção de tendências (detrend). Também foram feitos testes nos parâmetros do processo para melhorar o produto final, como: testes de desdobramento da fase (unwrapped phase), filtrando e criando máscaras para evitar desdobramento da fase em área com baixa correlação. No caso do ruído que contamina o sinal como erros orbitais e atrasos atmosféricos, foram aplicados métodos para corrigir ou mitigar os erros. Geralmente, quando os mapas de diferença de fase contêm áreas com grandes áreas descorrelacionadas, o processo de desdobramento de fase pode demorar demasiado tendendo a ser infinito. Para melhorar isto, foi incluído no processo InSAR usando um sub-processo de interpolação por vizinhos mais próximos (Agram and Zebker, 2009). Este processo supõe que os pixels correlacionados como dados esparsos e tem a vantagem de preservar a topologia, além de poder mascarar ou preencher as áreas com baixa correlação, melhorando o tempo de processamento significativamente.

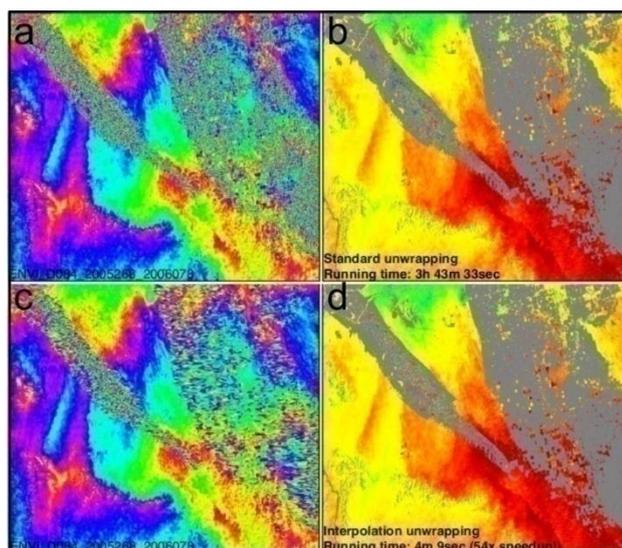


Figura 64: Exemplo de uso da interpolação da fase no processo de desdobramento de fase. As figuras da esquerda (a-c) mostram a diferença de fase. Nota-se que a Figura a tem áreas descorrelacionadas e na Figura b estas áreas foram interpoladas. Nas figuras da direita (b-d) mostram a fase desdobrada, nota-se que nas duas figuras a diferença é mínima, mas o tempo de processamento da Figura d é 54 vezes menor que o da Figura b. Modificado: UNAVCO InSAR gmtsar course materials, 2015.

Para o desdobramento de fase, o GMTSAR usa o algoritmo de Chen & Zebker (2000) chamado Snaphu (Statistical-Cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping) usando um algoritmo de custo de fluxo numa rede. Foram feitos testes para estabelecer um limiar de correlação e corrigir “pulos” na fase devidos à descontinuidade no deslocamento da superfície causados por rupturas cossísmicas. Este ponto foi importante na análise do terremoto de Quetame 2008, porque a deformação esperada na superfície é muito pequena e foi assumido um limiar de 1 (um ~ 1 ciclo de Π que representa $\sim 12\text{cm}$) como máxima descontinuidade para garantir continuidade na mudança da fase.

A Figura 65 mostra um exemplo do procedimento usado neste trabalho para corrigir o atraso atmosférico e correções orbitais seguindo o método de Béjar-Pizarro (2013), assumindo que os erros orbitais são aproximadamente planos (Hannsen 2001), e que é possível usar uma função polinomial para estimar a relação entre o atraso troposférico do sinal observado e a altura.

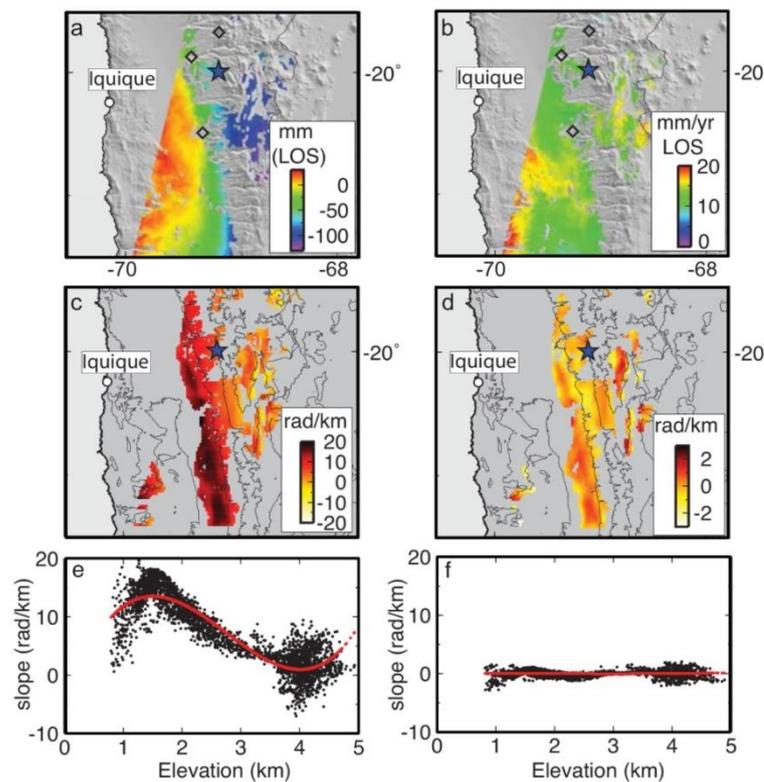


Figura 65: Exemplo de uso do procedimento de correção dos interferogramas. a) Interferograma original, b) interferograma corrigido, c) e d) estimativas da variação da fase com a altura (fase/km) nos interferogramas original e corrigido, e) e f) os pontos pretos representam estimativas variação da fase com a altura (fase/km) em cada janela de $10 \times 10\text{km}$, a linha vermelha representa a estimativa do atraso troposférico estimado usando um polinômio nos interferogramas original e corrigido. $rms=9.37439$ rad/km para o ajuste do modelo na Figura e) e $rms=0.628469$ rad/km para o ajuste do modelo na Figura f). Modificado: Béjar-Pizarro (2013).

Para corrigir este efeito, foi feito um procedimento para segmentar as imagens em blocos de 10x10km ou 5x5km e calcular a variação da fase com a altura (Rosen et al., 2004; Liu et al., 2014; Béjar-Pizarro, 2013), assim:

$$C_T = a_0 + a_1x + a_2r + a_3xr + a_4x^2 + a_5r^2 + a_6h \quad (156)$$

Onde x é o azimute, r é o range e h é a altura do DEM. O cálculo é feito em coordenadas de radar e podem ser usados polinômios de segundo o terceiro grau, dependendo da distribuição da variação da fase com a altura.

4.2 Modelagem do deslocamento e da deformação de falhas finitas retangulares

4.2.1 Modelagem do deslocamento de falhas (Problema direto).

Existem vários trabalhos de inversão usando observações geodésicas para descrever a fonte geradora ou mecanismo focal um terremoto (Segall e Harris, 1987; Barrientos e Ward, 1990; Freymuller et al., 1994; Pritchard et al., 2002; Simons et al., 2002; Lohman 2004). Neste trabalho, foram usadas as equações analíticas de Okada (1985; 1992) descritas no capítulo 2.4.5 (Deslocamento em 3 dimensões) para estimar a deformação do solo produzido por uma perturbação local, como falhas tectônicas (terremotos) ou diques vulcânicos (intrusão magmática). O método de Okada (1985) usa geometria retangular para modelar a falha (comprimento, largura, profundidade, strike, dip) e as componentes da amplitude do deslocamento (rake e slip) calculando os deslocamentos, inclinações e tensões na superfície livre. A Figura 66 mostra o processo seguido como problema direto para obter modelos sintéticos de interferograma e deslocamento LOS.

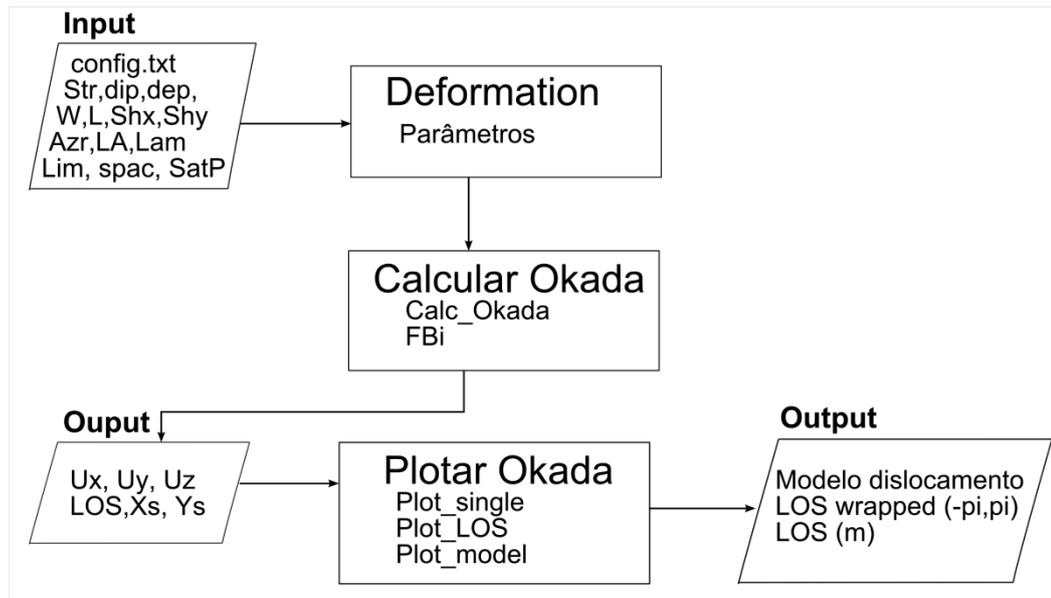


Figura 66: Diagrama do fluxo do processo para obter modelos sintéticos de deslocamento na superfície e projetados na direção do LOS.

As figuras 67 e 68 mostram dois exemplos de interferogramas e LOS sintéticos gerados com o programa *deformation.sh* que foi criado para este trabalho; este programa está escrito em Shell e usa bibliotecas em Python. O programa usa o mesmo tipo de formato de entrada que o GMTSAR, com isto é possível integrar rotinas e programas do GMTSAR e GMT. As saídas estão referenciadas ao plano de falha com a geometria de Okada (1985), este processo usa nove parâmetros de entrada que descrevem a falha: 1. Strike (str), 2. Dip (dip), 3. Profundidade do topo da falha (d), 4. Largura (W), 5. Comprimento (L), 6. Deslocamento em X (shx), 7. Deslocamento em Y (shy), 8. Slip strike-slip (U_s , negativo para falhas dextrais e positivo para falhas sinistras), e 9. Slip dip-slip (U_d , negativo para falhas normais e positivo para falhas inversas). O processo calcula as componentes do deslocamento (U_x, U_y, U_z) no plano ($z = 0$) e o LOS.

A Figura 67 mostra um interferograma sintético para uma falha strike-slip hipotética (strike=180 e dip=90), para dois satélites com diferente geometria e comprimento de onda de observação, ALOS1 e ENVISAT. As figuras b e c mostram o mapa da diferença de fase e LOS para o satélite ENVISAT e as figuras d-e para o satélite ALOS-1. Nota-se como o modelo de deslocamento calculado para esses parâmetros (Fig. 67a), é o mesmo para os dois satélites, embora eles visem o deslocamento da superfície de jeitos diferentes, sendo que teoricamente o satélite ENVISAT terá maior resolução da fase observada. A profundidade (D), largura (W) e comprimento (L) da falha foram fixados em 10 km e foi usado um slip de 2m.

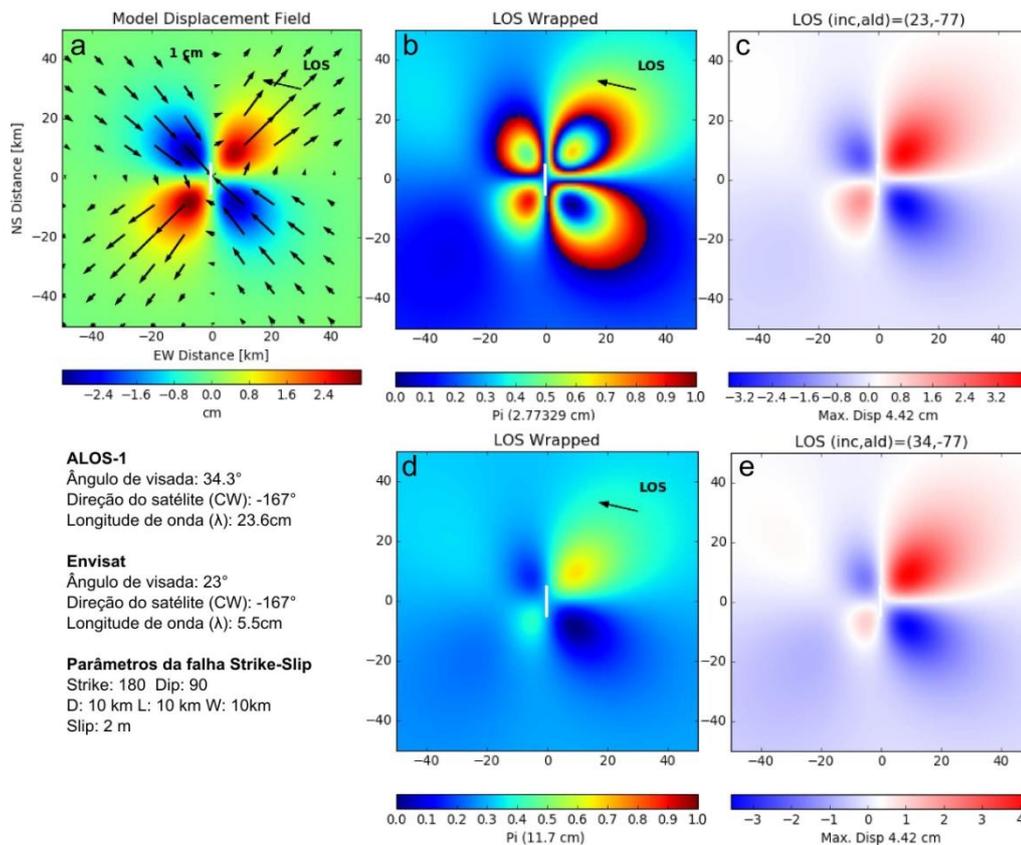


Figura 67: Modelo sintético do deslocamento cossísmico de uma falha hipotética com os parâmetros descritos na parte inferior esquerda. a) modelo de deslocamento na superfície (plano xy com $z=0$). b) fase dobrada que observaria o satélite Envisat c) deslocamento na linha de visada do satélite Envisat. d) fase dobrada que observaria o satélite ALOS-1 e) deslocamento na linha de visada do satélite ALOS-1. A seta indica a direção da linha de visada do satélite (LOS).

A Figura 68 mostra um interferograma sintético para uma falha dip-slip hipotética (strike=180 e dip=45), para dois satélites com diferente geometria e comprimento de onda de observação. As figuras b e c mostram o mapa da diferença de fase e LOS para o satélite ENVISAT e as figuras d-e para o satélite ALOS-1. Nota-se como o modelo de deslocamento calculado para esses parâmetros (Fig. 68a), é o mesmo para os dois satélites, embora eles visem o deslocamento da superfície de jeitos diferentes, sendo que teoricamente o satélite ENVISAT terá maior resolução da fase observada. A profundidade (D), largura (W) e comprimento (L) da falha foram fixados em 10 km e foi usado um slip de 2m.

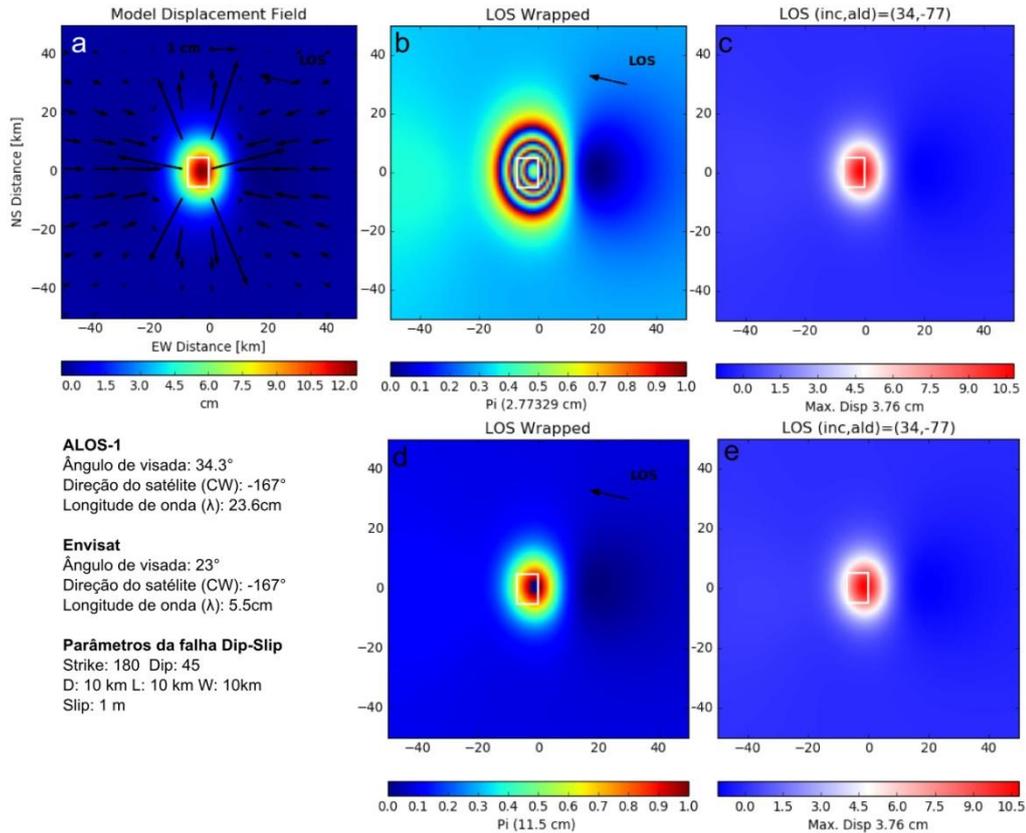


Figura 68: Diagrama do fluxo de processo para obter modelos sintéticos de deslocamento na superfície e projetados na linha de visada do satélite LOS usando as equações analíticas descritas no capítulo 2.4.5 (deslocamento em 3 dimensões). No Anexo A são definidos cada um dos parâmetros de entrada e saída do processo.

4.2.2 Determinação de parâmetros hipocentrais com inversão de dados InSAR

As técnicas de geodésia espacial, particularmente o GNSS e o InSAR, têm mostrado sua utilidade nos estudos da deformação da crosta e na sismologia. Muitos autores fazem uso destas técnicas para estimar os parâmetros hipocentrais e o slip cossísmico, partindo de observações da deformação da crosta (Sun et al., 2013). Sendo que o problema inverso pode ser dividido entre o problema não linear de determinar os parâmetros hipocentrais, incluindo o slip médio, e o problema linear de determinar a distribuição do slip no plano de falha.

As primeiras aproximações e estimativas de parâmetros, assumindo a falha como um plano uniforme retangular, foram obtidas usando métodos de “tentativa e erro” por Massonnet et al. (1993a) analisando o sismo de Landers 1992, Peltzer & Rosen (1995) e Massonnet & Feigl (1995b) analisando o terremoto de Eureka Valley, e na análise do terremoto de Northridge (Murakami et al., 1996; Massonnet et al., 1996).

Determinar os parâmetros hipocentrais é um problema direto não linear porque a deformação na superfície depende fortemente da geometria da falha e assume o slip distribuído uniformemente na falha. Feigl (2002), descreve muitos dos métodos para fazer inversão do problema usando dados InSAR e GPS. por exemplo Feigl et al. (1995) usou o método dos mínimos quadrados linearizado (Tarantola and Valette, 1982) no terremoto de Landers Mw 5.4. Esse método também foi usado por Massonnet & Feigl, (1995b) no terremoto de Eureka Valley (1993). O principal problema do método é necessitar que os modelos sintéticos iniciais ajustem as observações em poucos centímetros. Feigl & Dupré (1999) usaram expressões analíticas da matriz Jacobiana das derivadas parciais em vez de suas aproximações de diferenças finitas, no programa RNGCHN, o que permite convergir com modelos iniciais mais pobres. Gill et al. (1986) usou um método iterativo gaussiano chamado NPSOL, o programa também pode usar dados de GPS. Shen et al. (1996) usaram um método de “força bruta computacional” para fazer busca numa grade do espaço de parâmetros. Murray et al. (1996) usou o método de Monte Carlo para fazer busca no espaço de parâmetros baseado na função de densidade de probabilidade, este método também implementado por muitos autores (Clarke et al., 1997; ; Wright et al, 1999; Funning et al., 2005a, 2005b; Parsons et al., 2006). O problema é mais complexo se considera a contribuição da deformação dada por mais de uma falha.

Neste trabalho, foi implementado o procedimento de Wright et al. (1999), para isso foi usado um método híbrido baseado conjuntamente no algoritmo do ponto interior não linear (Waltz et al., 2006; Byrd et al., 2000; Han, 1977) e Monte Carlo para fazer busca no espaço de parâmetros baseado na função de densidade de probabilidade.

4.2.2.1 Problema inverso

O problema inverso tenta inferir o vetor de parâmetros $m=(str, dip, d, W, L, shx, shy, Us, Ud)$ de modo que uma função objetivo $f(m)$ seja minimizada. Esse conjunto de parâmetros será a melhor solução que permite gerar o modelo calculado mais semelhante aos dados observados. A Figura 69 mostra o procedimento do problema inverso implementado.

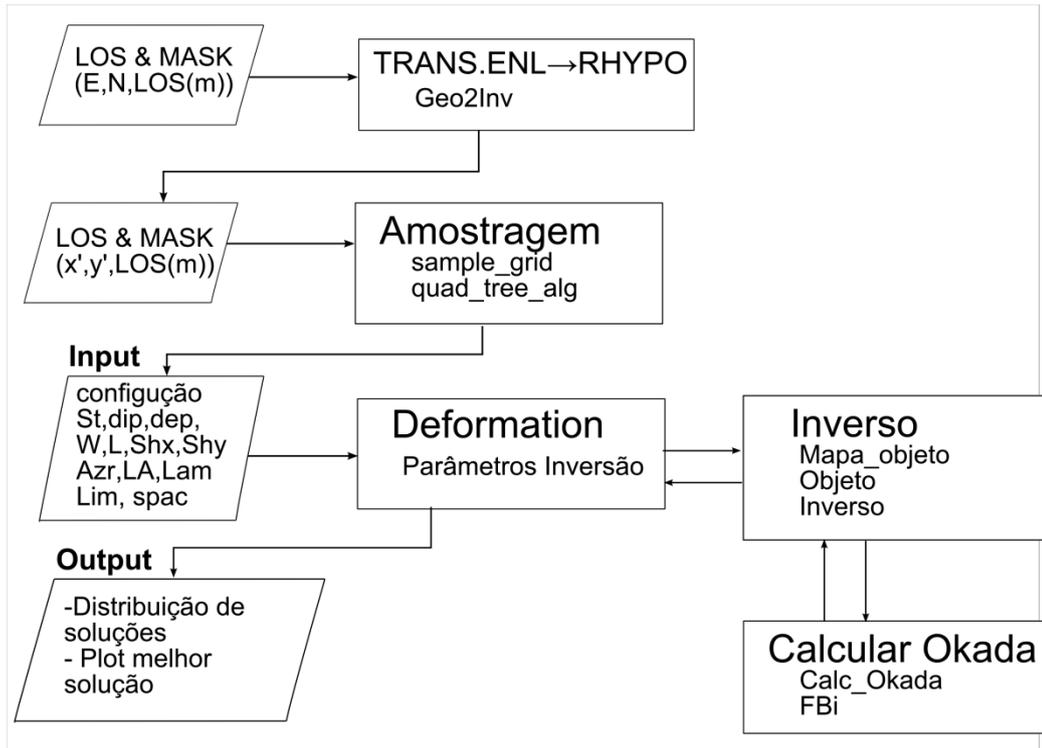


Figura 69: Procedimento implementado para o problema inverso.

A função objetivo (definida como Objeto na Figura 69) utilizada no procedimento é a função de mínimos quadrados para quantificar a semelhança entre o modelo de deslocamento calculado LOS_{cal} e as observações de deslocamento LOS_{obs} . O melhor ajuste dos dados calculados aos observados está associado ao valor mínimo de f , dado pela expressão:

$$f = \left[\sum_{k=1}^n (LOS_k^{obs} - LOS_k^{cal})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (157)$$

O índice k refere-se ao número da amostra do LOS. Para encontrar o valor mínimo da função objetivo, utilizou-se o procedimento do algoritmo do ponto interior não linear implementado na função FMINCON do Matlab, que é um algoritmo de busca global de fácil implementação computacional e adequado à solução de problemas inversos não lineares, como é o caso considerado neste trabalho. A vantagem de usar um método de busca global é diminuir a presença de mínimos locais e o modelo é menos sensível ao modelo inicial. A abordagem do algoritmo do ponto interior é usar minimização restrita (vínculos) para resolver uma sequência de problemas de minimização aproximados. O problema original pode ser encontrado em Byrd et al. (2000). Para resolver o problema de aproximação ao ponto mínimo, o algoritmo usa dois tipos de passos em cada iteração, que são: 1. Passo direto em (x,s) que procura resolver as equações com condições KTT (Karush-Kuhn-Tucker) que são análogas à

condição de que o gradiente deve ser zero num ponto mínimo. 2. Passo CG ou de gradiente conjugado, que usa uma região de confiança. Inicialmente, o algoritmo tenta com o passo direto, se não consegue convergir, ele tenta um passo CG. A cada iteração do algoritmo, diminui a *função de mérito*:

$$f_{\mu}(x, s) + v\|(h(x), g(x) + s)\| \quad (158)$$

O parâmetro v pode incrementar com o número da iteração, de modo a forçar a solução no sentido de viabilidade. Se o passo tentado não diminuir a *função de mérito*, o algoritmo rejeita o passo e tenta um novo. O passo direto $(\Delta x, \Delta s)$ está definido como:

$$\begin{bmatrix} H & 0 & J_h^T & J_g^T \\ 0 & S\Lambda & 0 & -S \\ J_h & 0 & I & 0 \\ J_g & 0 & -S & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta x \\ -\Delta x \\ -\Delta \lambda \end{bmatrix} = - \begin{bmatrix} \nabla f - J_h^T y - J_g^T \lambda \\ S\lambda - \mu e \\ h \\ g + s \end{bmatrix} \quad (159)$$

H é a Hessiana do Lagrangiano f_{μ} :

$$H = \nabla^2 f(x) + \sum_i \lambda_i \nabla^2 g_i(x) + \sum_j \lambda_j \nabla^2 h_j(x) \quad (160)$$

- J_g é matriz Jacobiana da função vínculo g .
- J_h é matriz Jacobiana da função vínculo h .
- $S = \text{diag}(s)$
- λ é o vetor multiplicador de Lagrange associado com os vínculos g
- $\Lambda = \text{diag}(\lambda)$
- y é o vetor multiplicador de Lagrange associado com h
- e é um vetor preenchido com uns, do mesmo tamanho que g

A abordagem do passo CG é minimizar a aproximação quadrática para o problema aproximado em uma região de confiança, sujeito a restrições lineares, usando o método chamado *gradiente conjugado preconditionado* (Byrd et al., 2000). O algoritmo obtém multiplicadores de Lagrange, resolvendo por aproximação as equações KKT:

$$\nabla_x L = \nabla_x f(x) + \sum_i \lambda_i \nabla g_i(x) + \sum_j y_j \nabla h_j(x) = 0 \quad (161)$$

No sentido de mínimos quadrados, sujeito a λ positivo, o passo CG $(\Delta x, \Delta s)$ será resolvido por aproximação:

$$\min_{\Delta x, \Delta s} \nabla f^T \Delta x + \frac{1}{2} \Delta x^T \nabla_{xx}^2 L \Delta x + \mu e^T S^{-1} \Lambda \Delta s \quad (162)$$

Sujeito aos vínculos linearizados:

$$g(x) + J_g \Delta x + \Delta s = 0, \quad h(x) + J_h \Delta x = 0 \quad (163)$$

Para resolver os vínculos, o algoritmo trata de minimizar a norma dos vínculos linearizados dentro de uma região de confiança com raio R.

A equação 163 mostra a síntese do processo de inversão usando o algoritmo *fmincon*. Esse procedimento consiste em encontrar um vetor x que minimize a função objetivo fun partindo dos valores iniciais x_0 (pode ser um escalar, vetor ou matriz) e limitados por vínculos que, nesse caso, são desigualdades ou igualdades lineares ou não lineares. Devem ser definidos os limites do domínio de busca de cada parâmetro, sendo limite inferior lb (lower bound) e superior ub (upper bound).

$$\min f(x), \text{ de modo tal que } \begin{cases} c(x) \leq 0 \\ ceq(x) = 0 \\ A \cdot x \leq b \\ A_{eq} \cdot x = b_{eq} \\ lb \leq x \leq ub \end{cases} \quad (164)$$

b e b_{eq} são os vetores e A e A_{eq} são as matrizes que definem as desigualdades ou igualdades, no caso de não definir desigualdades, $A = []$ e $b = []$, e se não definir igualdades $A_{eq} = []$ e $b_{eq} = []$. $c(x)$ e $ceq(x)$ são funções que definem as desigualdades ou igualdades não lineares em `@nonlcon`, no caso de não definir desigualdades ou igualdades não lineares $nonlcon = []$. $f(x)$, $c(x)$, e $ceq(x)$ podem ser funções não lineares. A equação 165 mostra a sintaxe do *fmincon* usado na inversão:

$$[X, fval, exitflag] = \text{fmincon}(@obj, x0, A, b, Aeq, beq, lb, ub, @nonlcon, options); \quad (165)$$

Onde X é a solução que minimiza a função objetivo `@obj`. “*fval*” é o valor da função objetivo na iteração. “*exitflag*” mostra a condição de saída de cada iteração, sendo 0 se for interrompido depois de exceder o número limite de iterações ($MaxIter=200$) ou número limite de funções avaliadas ($MaxFunEvals=2000$). Se *exitflag* é positivo, indica que a solução converge e cumpre os vínculos. “*options*” são as opções de otimização, aqui foram definidos os critérios para o término/ da busca (Fig. 70), as iterações pararão quando o último passo for menor do que a função de tolerância ($TolFun=1.00e-3$) ou que tolerância do passo ($TolX=1.00e-3$). As iterações também pararão se o número máximo de iterações for excedido.

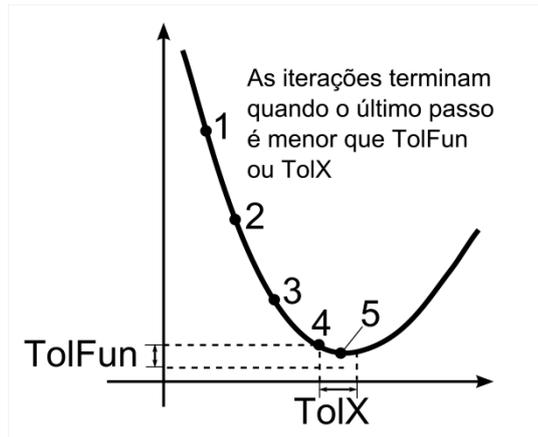


Figura 70: Critérios para o término da busca. O algoritmo Fmincon para quando é satisfeito um dos critérios. Assim, as iterações terminam quando o último passo for menor do que a função de tolerância (TolFun) ou que a tolerância do passo (TolX).

4.2.2.2 Procedimento de Inversão

A fim de se obter dados do deslocamento LOS para realizar os testes do método de inversão, foram usados os modelos sintéticos das figuras 67 e 68. Inicialmente, sem ruído e depois adicionando ruído de 1 a 3 (σ), para testar o processo de inversão. A Tabela 6 mostra os parâmetros do modelo sintético strike-slip.

Tabela 6: Parâmetros do modelo sintético de uma falha strike-slip pura usado no processo de inversão. Nota-se que a localização da falha não foi invertida (parâmetros Xshift e Yshift).

Parâmetro	Valor	Parâmetro	Valor
Strike (°)	180	Strike Slip, U_x (m)	-2
Dip (°)	80	Dip Slip, U_y (m)	0
Profundidade (km)	10	μ (pascal)	3.0E+10
Largura (km)	10	M_0 (Nm)*	6.0E+18
Comprimento (km)	15	M_w *	6.45
Xshift (m)	0	Yshift (m)	0
Xmax (km)**	75	Ymax (km)**	75
Xmin (km)**	-75	Ymin (km)**	-75
Xint (km)**	1	Yint (km)**	1
Satélite **	ENVISAT	Sat. Azimute (Des)**	-167
Angulo de visada (°)**	23	Longitude Onda (m)**	0.0554658

* M_0 foi calculado usando a expressão $M_0 = \mu L W U$, onde μ é o módulo de cisalhamento da crosta superior. M_w foi calculada usando a expressão $M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 10.7$

** Valores fixos

Os parâmetros invertidos são: 1. Strike (str), 2. Dip (dip), 3. Profundidade do topo da falha (d), 4. Largura (W), 5. Comprimento (L), 6. Deslocamento em X (shx), 7. Deslocamento

em Y (shy), 8. Slip strike-slip (U_s , negativo para falhas dextrais e positivo para falhas sinistrais), e 9. Slip dip-slip (U_d , negativo para falhas normais e positivo para falhas inversas). O processo calcula as componentes do deslocamento (U_x, U_y, U_z) no plano ($z = 0$) e o LOS.

Para fazer a inversão inicial, foram usados como limites de inversão (lb e ub) os valores da Tabela abaixo (Tabela 7). Na mesma Tabela pode se observar os valores obtidos em 100 iterações do processo de inversão. Como resultado da inversão, a incerteza de cada parâmetro corresponde a 1σ do conjunto de soluções.

Tabela 7: Parâmetros recuperados no processo da inversão, foi obtido: sem adição de ruído. Nota-se que a localização da falha não foi invertida (parâmetros X_{shift} e Y_{shift}).

Parâmetro	Valor Observado	lb / ub	Valor Inversão	Parâmetro	Valor	$lb - ub$	Valor Inversão
Strike (°)	180	150 / 200	179.9	Strike-Slip (m)	-2	-3 / 0	-1.07
Dip (°)	80	70 / 90	83.02±4	Dip-Slip (m)	0	0	0
Profundidade (m)	10	5 / 25	9.6±1.6	Mo (Nm)*	6.0E+18		5.3E+18
Largura (m)	10	5 / 18	9.7±1.7	Mw*	6.45		6.41
Comprimento (m)	15	5 / 18	14.1±2				

Embora os limites de busca tenham sido grandes, a solução indica uma aproximação do valor real, mas com múltiplas soluções, mostrando ser e, além disso, a incerteza aumenta se aumentar o nível de ruído. Isto se explica porque o método de inversão gera uma solução que satisfaz os critérios de parada do processo de inversão (Fig. 70), mas nem sempre as soluções têm um significado físico. Fazendo necessário regularizar o processo de inversão introduzindo informações relevantes do meio geológico e sismológico, uma vez que a inversão garante ajuste aos conjuntos de dados, mas nem sempre essas soluções têm um significado físico. E incluindo a necessidade de aumentar o número de iterações que permitam observar a distribuição das soluções.

4.2.2.3 Regularização

O matemático francês Jacques Hadamard definiu um problema bem-posto como sendo aquele que cumpre as três condições:

- (i) Existe solução;
- (ii) A solução é única;
- (iii) A solução tem uma dependência contínua (suave) com os dados de entrada.

Assim, o problema é dito mal-posto se alguma das condições não é satisfeita; este tipo de problema é muito comum em geofísica (Ellis e Oldenburg, 1994). Em inversão de dados geofísicos, múltiplas soluções que não são geologicamente plausíveis podem ser resultado do processo, a partir de um conjunto de dados, mesmo que estejam livres de ruído. O método de inversão usado tem como única entrada o conjunto de dados observados que, na maioria de vezes, contém ruído que prejudica o processamento. Isto pode resultar em soluções erradas. Para resolução de tais problemas, é recomendável incluir informação *a priori* a respeito do conjunto de dados a ser invertido como, por exemplo, valores máximos e mínimos que o modelo pode assumir em determinadas posições; informações de outros dados geofísicos e a estimativa do modelo através do conhecimento geológico do local.

Esta técnica é chamada de regularização. No caso da inversão do modelo de deslocamento calculado LOS_{cal} e as observações de deslocamento LOS_{obs} , a inserção de outros parâmetros que levem em conta informação de outros dados geofísicos e a estimativa do modelo através do conhecimento sismológico do local. Como vínculos da inversão foram usados:

1. O momento sísmico $M_0 = \mu A \bar{U}$, que relaciona o momento obtido das ondas sísmicas com a área de superfície da falha A e com a quantidade média de deslocamento na falha \bar{U} . μ é o módulo de cisalhamento ($\mu \sim 30 GPa$).
2. Profundidade maior que zero.

Tabela 8: Parâmetros recuperados no processo da inversão, usando como regularizador o momento sísmico. Nota-se que a localização da falha não foi invertida (parâmetros X_{shift} e Y_{shift}).

Parâmetro	Valor Observado	lb / ub	Valor Inversão	Parâmetro	Valor	$lb - ub$	Valor Inversão
Strike (°)	180	150 / 200	184.17	Strike Slip (m)	-2	-3 / 3	-1.73
Dip (°)	90	70 / 90	88.43	Dip Slip* (m)	0	0	0
Profundidade (m)	10	5 / 25	12.5	M_0 (Nm)	6.0E+18		6.05E+18
Largura (m)	10	5 / 18	9.29	Mw	6.45		6.45
Comprimento (m)	10	5 / 18	12.39				

Nota-se que o momento sísmico é um vínculo não linear o que justifica o uso de um método de inversão que admita vínculos não lineares. O efeito da regularização foi importante porque ajudou a melhorar a resolução dos valores recuperados durante a inversão (Tabela 8). Embora uma única solução não seja perfeita, pode-se estudar a distribuição das soluções no espaço das amostras para poder ganhar conhecimento do problema. Geralmente, a função objetivo pode ser mapeada de modo a permitir observar a distribuição das soluções. Porém,

neste caso em particular, por ser um espaço de 9 parâmetros, tal procedimento não teria muito sentido. Por isso, foi estudada a distribuição das soluções usando o método de Monte Carlo.

4.2.2.4 Método de Monte Carlo aplicado na inversão de dados InSAR

Os métodos de inversão de Monte Carlo não lineares são baseados na geração de um grande número de modelos de um modo aleatório uniforme entre pares de limites superiores e inferiores, que foram escolhidos *a priori* (Sambridge, 2002). Esse método é comumente aplicado para derivar a distribuição de probabilidades para o modelo de parâmetros. Nos casos em que se conhece ou tem informações do modelo de distribuição de probabilidades dos parâmetros, pode ser usado o algoritmo MCMC (Markov Chain Monte Carlo). O objetivo é observar o efeito das “compensações” entre os valores dos parâmetros geométricos, que pode ter o efeito de aumentar as incertezas dos parâmetros (Arnadottir et al., 1995; Shen et al., 1996; Williams et al., 1993).

Neste trabalho, utilizou-se o método descrito em Wright et al. (1999, 2004a); Parsons et al. (2006) e Dawson et al. (2008). Para cada modelo gerado, é testado e verificado o ajuste nos dados observados. Em seguida, os modelos são aceitos ou rejeitados. Esta abordagem permite combinar informação prévia sobre o espaço de busca dos parâmetros, como a direção do plano de falha inferida pela relocalização das réplicas, com outras informações observadas. O conjunto final de modelos aceitos foi utilizado para a interpretação da distribuição das soluções (Press, 1968; 1970). Usando este método, foram definidas as distribuições de probabilidades para cada parâmetro com as soluções que satisfaziam o processo de inversão não linear.

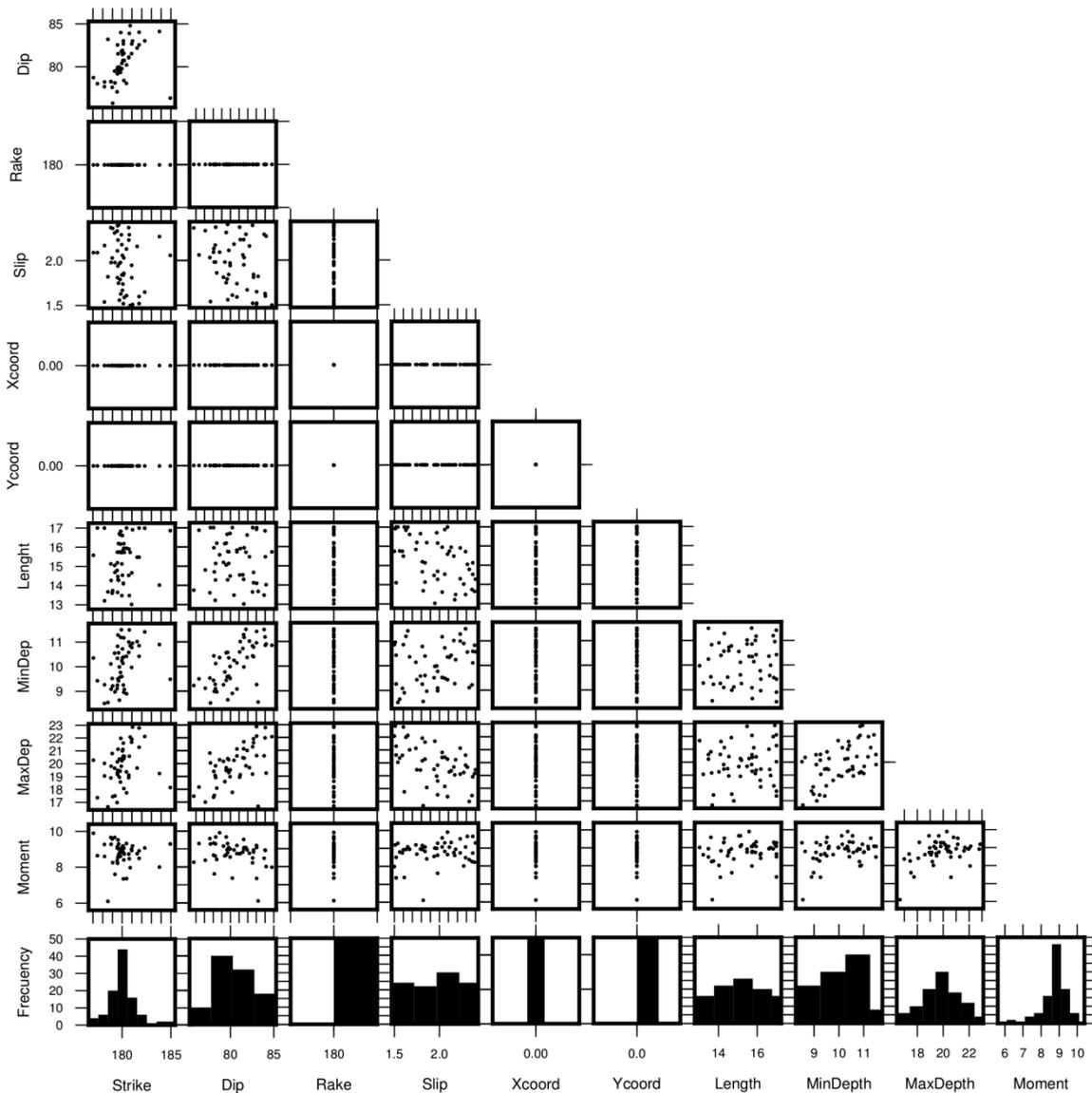


Figura 71: Exemplo de distribuições das soluções dos parâmetros para o modelo de inversões Monte Carlo com $\pm 3\sigma$ ruído aleatório em mm adicionado aos dados sintéticos. Os gráficos de dispersão de parâmetros mostram as 100 soluções com melhor ajuste para um conjunto de dados perturbados. Nota-se que o modelo corresponde a uma falha strike-slip pura com rake de 180° e a localização corresponde ao valor de início (0,0), parâmetro fixo.

Conseqüentemente, o processo é reiniciado com novos limites de busca são aperfeiçoados tomando $\pm 2\sigma$ das distribuições de probabilidade como limites inferiores e superiores para as seguintes iterações, assumindo $N(0, \sigma^2)$ da distribuição do erro. Este processo é repetido várias vezes e a distribuição das soluções representará a distribuição de probabilidades do modelo de parâmetros. Cada um dos valores dos parâmetros para pelo menos 100 iterações é traçado em diferentes planos, onde é possível observar a distribuição das soluções e a relação deles entre si.

Este método também se mostrou muito útil para avaliar o erro nos interferogramas, permitindo estabelecer correlações espaciais de erros atmosféricos e orbitais no conjunto de parâmetros lineares. Utilizou-se o método descrito em Wright et al. (1999 e 2004a), assim, foi analisada uma região sem deslocamento cossísmico significativo na parte ocidental do interferograma (Fig. 71). Para isto, foi usada uma função exponencial simples que representa a função de covariância 1D (Hanssen, 2001)

$$C(r) = \sigma^2 e^{-r/l} \quad (166)$$

Onde σ^2 é a variância (6,6 mm), r é a separação das observações em km (0,1km) e l corresponde à escala de comprimento de correlação de dobramento (e-folding correlation length scale) determinada pelo processo de reamostragem do interferograma, o tamanho máximo do bloco quadtree é de ~10 km. Para simular o ruído correlacionado, foi construída uma matriz de variância-covariância (VCM) para os dados da amostra, supondo ruído isotrópico em todo o subconjunto do interferograma. Calculamos um vetor de ruído espacial correlacionado y , por:

$$y=Lx \quad (167)$$

Onde x é um ruído gaussiano não correlacionado, L é a matriz de decomposição de Cholesky, usada às vezes para criar correlações entre variáveis aleatórias, $\Sigma=LL^T$ (Rubinstein, 1981). O vetor de ruído correlacionado y é adicionado a um modelo sintético a fim de obter um novo conjunto de dados de ruído, este procedimento é repetido 100 vezes e utilizado no procedimento de inversão sem restrições para dar um conjunto de 100 soluções modelo dos parâmetros, a distribuição desses parâmetros do modelo é usada para estimativa do erro de cada parâmetro. Foi encontrada uma forte correlação entre o slip e a profundidade mínima e entre o slip e o rake. Por outro lado, o momento sísmico foi bem restrito.

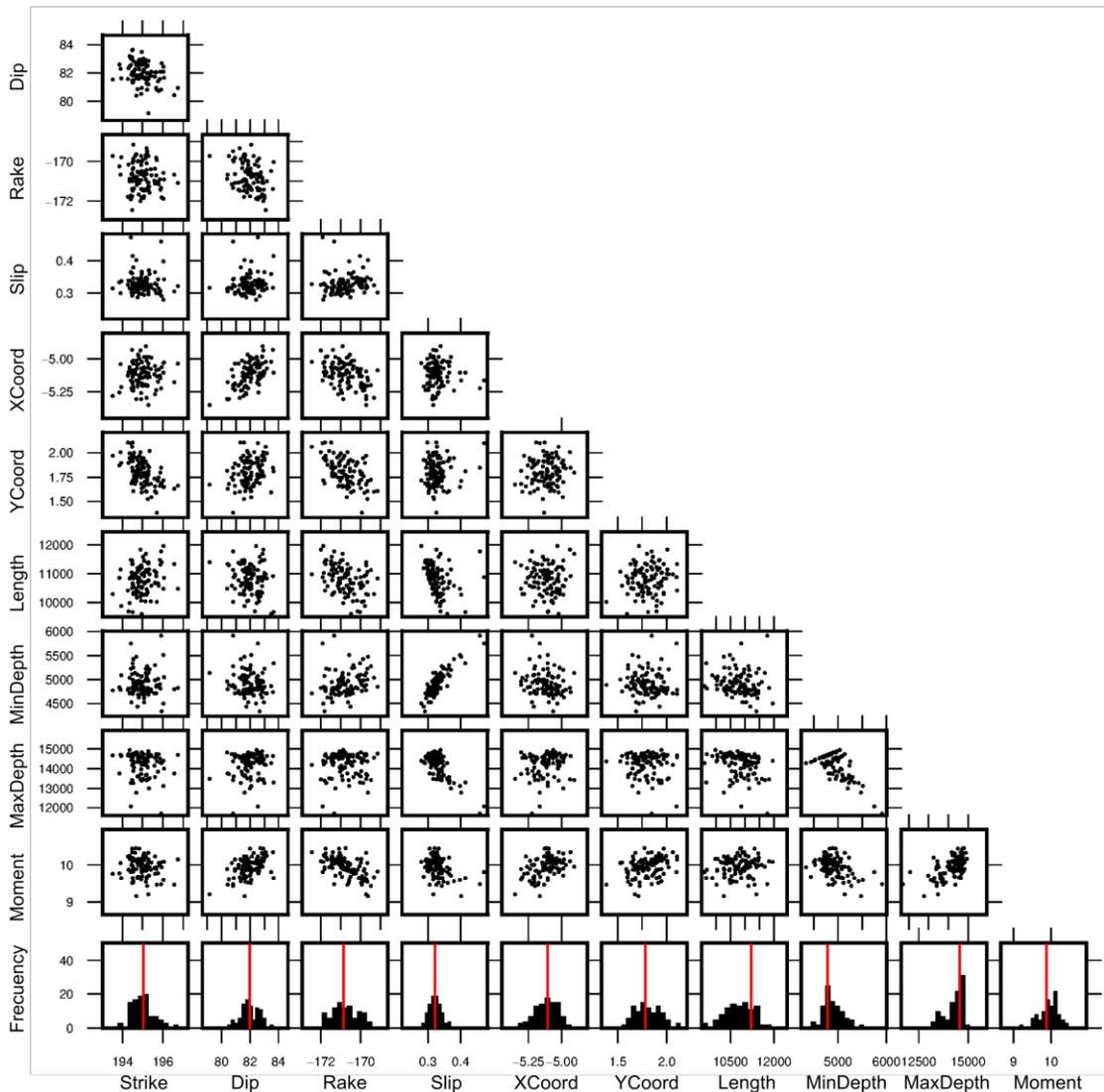


Figura 72: Exemplo de compensações dos parâmetros para o modelo de inversões Monte Carlo do ruído correlacionado do sismo de Quetame 2008. Os gráficos de dispersão de parâmetros mostram as 100 soluções com melhor ajuste para um conjunto de dados perturbados com o ruído correlacionado, algumas compensações são evidentes como o slip e a MinDepth. A linha vermelha indica o valor médio do parâmetro.

4.3 Processamento de dados GNSS

Dados geodésicos de alta qualidade são derivados de observações do posicionamento geoespacial de estações permanentes dos sistemas de navegação por satélite (GNSS) sobre a superfície terrestre. As medições geodésicas usando esses dados permitem estimar o movimento das placas tectônicas e as taxas de deformação da crosta usando períodos relativamente curtos de observação. Embora possamos assumir que as placas, em uma primeira ordem de aproximação, sejam rígidas, estudos detalhados das placas oceânicas e continentais mostram que existe deformação e rotação particularmente nas áreas de contato.

Assim, por exemplo, medições geodésicas ao longo das placas têm sido usadas para estudar a relação entre o movimento das placas e o aparente escorregamento assísmico nas áreas que apresentam “lacunas sísmicas”. A deformação intraplaca também é um problema que pode ser estudado usando medições geodésicas, porque a deformação se espalha continuamente em áreas extensas, particularmente na crosta continental (Dixon et al., 1991).

4.3.1 Estimativa do acúmulo de deformação Interssísmica

Como foi mencionado anteriormente, esta pesquisa visa analisar a deformação no bloco do Norte dos Andes. Sendo muito importante entender a deformação intraplaca como também o movimento absoluto do bloco e em relação às outras placas arredor. Para isto, as medições geodésicas obtidas pelos sistemas de navegação por satélite descrito nos fundamentos teóricos deste trabalho, no capítulo 2.2 (Teoria do Sistema Global de Navegação por Satélite), mostra-se como uma técnica apropriada para atingir este objetivo.

Para calcular e analisar as variações espaciais das velocidades da crosta e as taxas de deformação do bloco do Norte dos Andes, foram usadas as soluções multi-anuais do SIRGAS SIR11P01 e SIR15P01. As duas soluções são determinadas usando estações da rede SIRGAS-CON, pelo DGFI-TUM (Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut) que é um centro de análise do IGS-RNAAC-SIR (IGS Regional Network Associate Analysis Centre for SIRGAS).

Para a América do Sul, o sistema de referencia é o SIRGAS (Sistema de Referencia Geocêntrico para as Américas). Este sistema adotou o ITRS (International Terrestrial Reference System) que é a densificação regional do marco de referencia terrestre ITRF (International Terrestrial Reference Frame). As coordenadas do SIRGAS estão associadas a uma época específica de referencia e sua variação no tempo estão associadas a um modelo contínuo de velocidades ou às velocidades individuais das estações que compõem a rede.

As soluções são distribuídas em formato SINEX. A solução SIR11P01 fornece coordenadas para 230 estações referidas ao ITRF2008, época 2005.0, cobrindo o período 2000-01-02 e 2011-04-16 (data que se iniciou o uso do sistema de referencia IGS08) a precisão das coordenadas é estimada em posição horizontal: $\pm 1,0$ mm; posição vertical: $\pm 2,4$ mm; velocidade horizontal: $\pm 0,7$ mm/a; velocidade vertical: $\pm 1,1$ mm/a (Sánchez L. & Seitz M. 2011). A solução SIR15P01 foi determinada usando medições GNSS (GPS+GLONASS) e

fornece coordenadas para 456 estações referidas ao ITRF2008/IGb08, época 2013.0, cobrindo o período 2010-03-14 e 2015-04-11 (data que se iniciou o uso do sistema de referência IGS08) a precisão das coordenadas é estimada em $\pm 0,7$ mm componente norte-sul, $\pm 0,9$ mm leste-oeste e $\pm 3,5$ mm para a altura. A precisão média das velocidades é $\pm 0,5$ mm/a norte-sul, $\pm 0,8$ mm/a componente leste-oeste e $\pm 1,6$ mm/a componente vertical. (Sánchez, L. & Drewes, H., 2011). A determinação dessas soluções inclui a identificação das descontinuidades na posição das estações, causadas por deslocamentos sísmicos ou mudanças na configuração das antenas. Estas informações estão no cabeçalho dos arquivos SINEX.

4.3.2 Movimento relativo das placas, determinação do pólo de Euler

A Figura 73 mostra o procedimento usado para determinar um pólo de rotação de Euler para o bloco do Norte dos Andes e para a placa do continente Sul-Americano a partir dos vetores de velocidade GNSS obtidos. As etapas do processo são:

- Extrair e formatar os dados.
- Transformar as coordenadas cartesianas geocêntricas para geodésicas.
- Filtrar as estações pelo polígono da placa analisada
- Transformar as coordenadas cartesianas geocêntricas para o sistema Cartesiano Local ENU (leste, norte, para cima), necessário para calcular os vetores de velocidade.
- Elaborar as matrizes de valores observados, peso e derivadas parciais.
- Ajustar o pólo de rotação pelo método de mínimos quadrados
- Transformar as velocidades de (W_x, W_y, W_z) para $(W_\lambda, W_\varphi, W_h)$ e a velocidade de rad/ano para graus/milhões de anos.
- Calcular o resíduo entre o pólo calculado e os vetores observados.
- Construir as imagens (plotar).

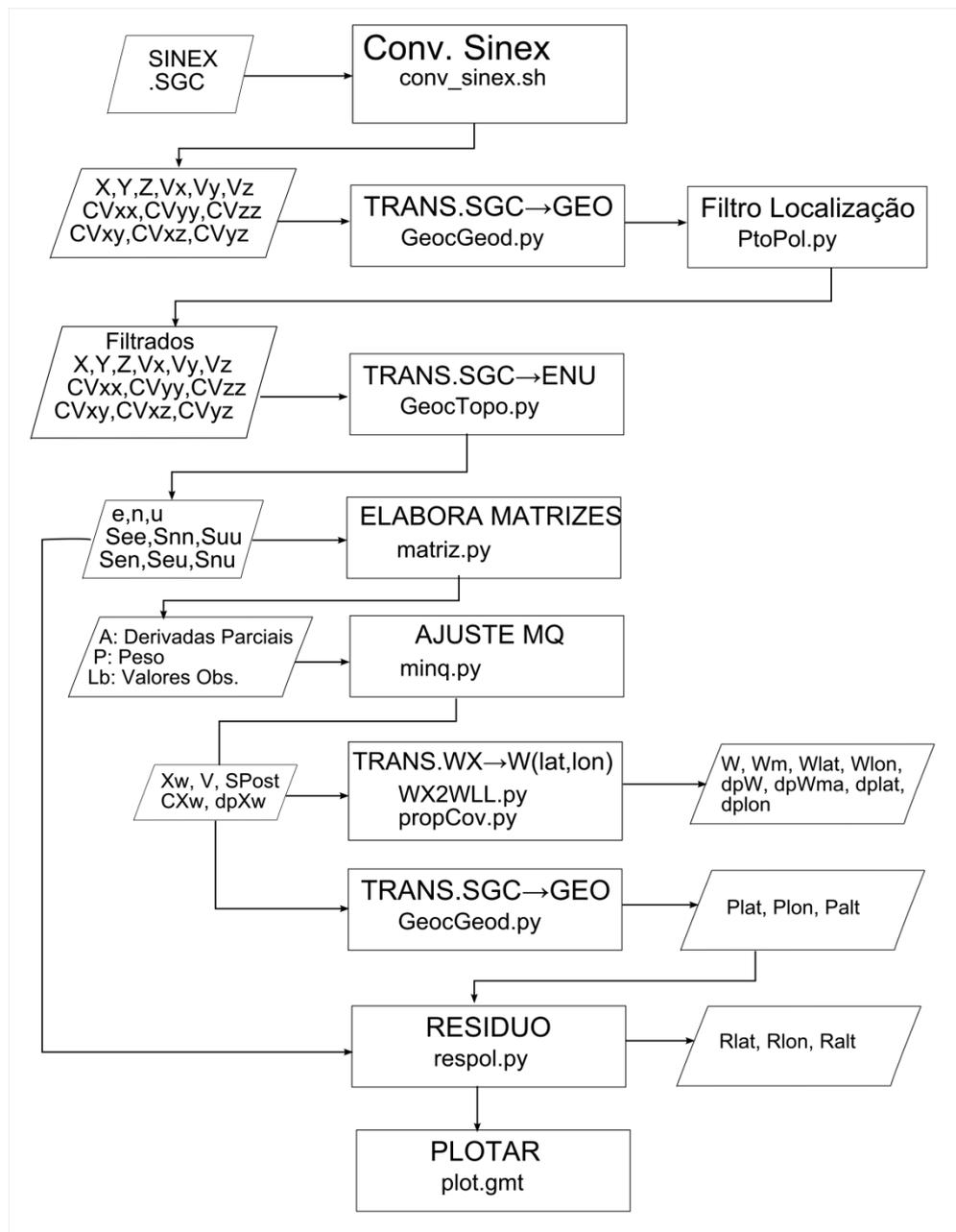


Figura 73: Síntese do processo de determinação do pólo de Euler.

O primeiro passo para usar essas soluções foi desenvolver rotinas para *extrair e formatar* os dados necessários para este trabalho. Os dados são formatados num arquivo plano que contém:

- X,Y,Z: Coordenadas no sistema cartesiano geocêntrico (SCG)
- V_x, V_y, V_z : Velocidades no sistema cartesiano geocêntrico (SCG)
- $CV_{XX}, CV_{YY}, CV_{ZZ}, CV_{XY}, CV_{XZ}, CV_{YZ}$: covariâncias das velocidades

O seguinte passo foi à *transformação das coordenadas*. Sendo necessário transformar as coordenadas entre vários sistemas de referência dependendo do tipo de coordenadas

requeridas. Para transformar as coordenadas cartesianas geocêntricas (X,Y,Z) para geodésicas (λ, φ, h), foram usadas as seguintes equações:

$$u = \tan^{-1} \left[\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2+Y^2}} \right) \left(\frac{a}{b} \right) \right] \left(\frac{180}{\pi} \right) \quad (168)$$

$$\lambda = \tan^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right) \left(\frac{180}{\pi} \right), \quad \begin{cases} (X \leq 0 \wedge Y \leq 0) \rightarrow \lambda = \lambda - 180 \\ (X \leq 0 \wedge Y \geq 0) \rightarrow \lambda = 180 - \lambda \end{cases} \quad (169)$$

$$\varphi = \left[\tan^{-1} \left(Z + be_2^2 \left(\frac{\sin(u\pi/180)}{\sqrt{X^2+Y^2}} \right)^3 \right) - ae_1^2 (\cos(u\pi/180))^3 \right] \left(\frac{180}{\pi} \right) \quad (170)$$

$$N = \frac{a}{\sqrt{1-e_1(\sin(\lambda\pi/180))^2}} \quad (171)$$

$$h = \frac{\sqrt{X^2+Y^2}}{\cos(u\pi/180)} - N \quad (172)$$

Sendo

$$\begin{aligned} a &= 6378137m \\ f &= 1/298.257222101 \\ b &= a - (a * f) \\ e_1 &= (a^2 - b^2)/a^2 \\ e_2 &= (a^2 - b^2)/b^2 \end{aligned}$$

Onde (λ, φ, h) são a longitude, latitude e altura, respectivamente, N é radio da curvatura na primeira vertical, a é semi-eixo maior da terra, b semi-eixo menor da terra, e_1 e e_2 são as primeira e segunda excentricidades. Esses elementos foram descritos no capítulo 2.2.2 (Sistemas de Referência)

Também foi necessário transformar as coordenadas do sistema cartesiano geocêntrico (SCG) para Sistema Cartesiano Local (SCL), porque as velocidades relativas devem ser expressas em um sistema cartesiano local (ENU) em metros o que faz necessária a transformação entre sistemas ECEF e ENU (Fig. 74) para poder estimar as velocidades.

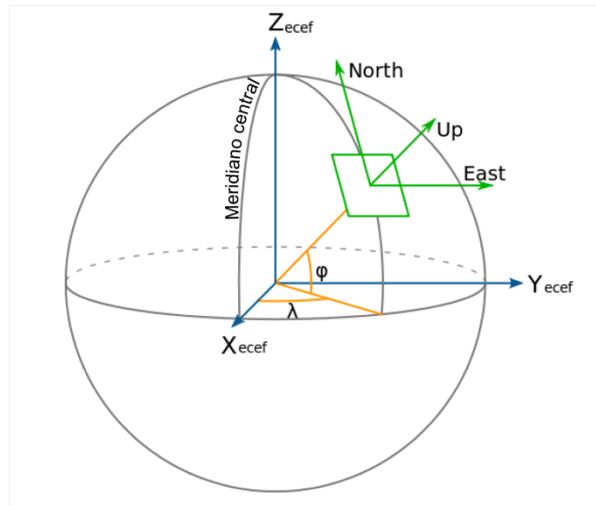


Figura 74. Transformação entre coordenadas no sistema ECEF e ENU.

Para transformar coordenadas SCG em coordenadas ENU (Fig. 74), usa-se as propriedades das matrizes de rotação descritas no capítulo 2.2.2 (Transformação entre sistemas de coordenadas), $R_i^{-1}(\alpha) = R_i(-\alpha) = R_i^T(\alpha)$, assim:

$$\begin{pmatrix} E \\ N \\ U \end{pmatrix} = R_1(\pi/2 - \varphi)R_3(\pi/2 - \lambda) \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \quad (173)$$

$$R = R_1(\pi/2 - \varphi)R_3(\pi/2 - \lambda) = \begin{pmatrix} -\sin\lambda & \cos\lambda & 0 \\ -\cos\lambda & -\sin\lambda\sin\varphi & \cos\varphi \\ \cos\lambda\cos\varphi & \sin\lambda\cos\varphi & \sin\varphi \end{pmatrix} \quad (174)$$

$$C_0 = [X_0, Y_0, Z_0]$$

$$C = [X, Y, Z]$$

$$S = \begin{bmatrix} \sigma_{XX} & \sigma_{YX} & \sigma_{ZX} \\ \sigma_{XY} & \sigma_{YY} & \sigma_{ZY} \\ \sigma_{XZ} & \sigma_{YZ} & \sigma_{ZZ} \end{bmatrix} \quad (175)$$

$$d_g = C - C_0$$

$$C_{Topo} = R * d_g = \begin{pmatrix} E \\ N \\ U \end{pmatrix}$$

Onde C_0 são as coordenadas de referência da estação no tempo t_0 , C as coordenadas da estação no tempo t_1 , S é a matriz covariâncias, d_g é a distância entre coordenadas de origem e coordenadas do ponto, e C_{Topo} são as coordenadas cartesianas topocêntricas no sistema ENU. As covariâncias no sistema ENU são obtidas pela lei de propagação das covariâncias (Dalmolin, 2002) determinando a matriz R_S .

$$\sigma_{ENU} = R_S * S * R_S' = \begin{bmatrix} \sigma_{EE} & \sigma_{NE} & \sigma_{UE} \\ \sigma_{EN} & \sigma_{NN} & \sigma_{UN} \\ \sigma_{EU} & \sigma_{NU} & \sigma_{UU} \end{bmatrix} \quad (176)$$

Determinação do pólo de Euler. Um dos princípios da teoria das placas tectônicas é que o movimento relativo entre duas placas pode ser descrito como a rotação em torno de um *pólo de Euler*, descrito no capítulo 2.4.6 (Movimento de placas e modelos de velocidade). Assim, a formulação geral para a rotação de um corpo rígido (Stein & Wyssession, 2002) para qualquer ponto r ao longo do limite entre duas placas i e j com longitude λ e latitude φ , a velocidade linear da placa j em relação à placa i será:

$$v_{ij} = \omega_{ij} \times r \quad (177)$$

Onde ω_{ij} é o vetor de velocidade angular ou vetor de Euler. A magnitude ou taxa de rotação relativa aumenta com a distância desde o polo:

$$|v_{ij}| = |\omega_{ij}| |r| \sen \gamma \quad (178)$$

Onde γ é o ângulo formado entre o pólo de Euler e o sitio (correspondendo à colatitude em torno ao polo). Todos os pontos em um limite de placa têm a mesma velocidade angular, mas a magnitude da velocidade angular varia de zero no pólo até 90° longe do polo. O vetor de posição r pode ser escrito:

$$r = (a \cos \varphi \cos \lambda, a \cos \varphi \sin \lambda, a \sin \varphi) \quad (179)$$

$$\omega = (|\omega| \cos \phi \cos \theta, |\omega| \cos \phi \sin \theta, |\omega| \sin \phi) \quad (180)$$

Onde a é o raio da Terra $|\omega|$ é a velocidade escalar angular ou taxa de rotação, e (θ, ϕ) são as coordenadas do pólo de Euler, longitude e latitude respectivamente. As componentes do vetor de velocidade são determinadas avaliando o produto ponto de cada componente:

$$v = (v_x, v_y, v_z) \quad (181)$$

$$v_x = a|\omega|(\cos \phi \sin \theta \sin \varphi - \sin \phi \cos \varphi \sin \lambda) \quad (182)$$

$$v_y = a|\omega|(\sin \phi \cos \varphi \cos \lambda - \cos \phi \cos \theta \sin \varphi) \quad (183)$$

$$v_z = a|\omega| \cos \phi \cos \varphi \sin (\lambda - \theta) \quad (184)$$

Sendo (v_x, v_y, v_z) as componentes cartesianas do vetor linear de velocidade (v). No ponto. Assim, as componentes N-S e E-W do vetor (v) são determinadas usando o produto escalar dos vetores unitários e as componentes cartesianas:

$$\hat{e}^{NS} = (-\sin \varphi \cos \lambda, -\sin \varphi \sin \lambda, \cos \varphi) \quad (185)$$

$$\hat{e}^{EW} = (-\sin \lambda, \cos \lambda, 0) \quad (186)$$

$$v^{NS} = a|\omega| \cos \phi \sin (\lambda - \theta) \quad (187)$$

$$v^{EW} = a|\omega|[\sin \phi \cos \varphi - \cos \phi \cos \varphi \cos (\lambda - \theta)] \quad (188)$$

Sendo que a taxa e a direção do movimento das placas fica expresso:

$$taxa = |v| = \sqrt{(v^{NS})^2 + (v^{EW})^2} \quad (189)$$

$$azimute = 90^\circ - \tan^{-1}[v^{NS}/v^{EW}] \quad (190)$$

O azimute é medido em graus no sentido horário. O resultado é expresso em radianos por ano e convertido para graus por milhão de anos e para milímetros por ano, sendo mais conveniente para ser interpretado porque 1 mm/ano equivale a 1 km/ma (ma=milhão de anos). A velocidade linear terá as mesmas dimensões que o raio terrestre.

Para determinar o pólo de Euler usando a solução de velocidades GNSS foi usado o método dos mínimos quadrados, tentando minimizar as diferenças entre as velocidades observadas e as velocidades calculadas. O pólo de rotação é encontrado depois de fazer sucessivas iterações. Para isto, são determinadas as matrizes de valores observados ($L_{3n \times 1}$), peso ($P_{3n \times 3n}$) e derivadas parciais ($A_{3n \times 3}$). As velocidades de rotação são calculadas assim:

$$W_{xyz} = (A'PA)^{-1}A'PL \quad (191)$$

A matriz A é construída com as covariâncias das velocidades observadas $CV_{XX}, CV_{YY}, CV_{ZZ}, CV_{XY}, CV_{XZ}, CV_{YZ}$. Com $gl = (2n - 3)$ graus de liberdade, a variância do processo de ajuste é determinada assim:

$$V = ANU - L \quad (192)$$

$$S_p = (V'PV)/gl \quad (193)$$

$$C_a = S_p(A'PA) \quad (194)$$

$$\sigma_a = \sqrt{\sigma_{XX}^2 + \sigma_{YY}^2 + \sigma_{ZZ}^2} \quad (195)$$

Onde V são os resíduos, S_p é a variância do ajustamento *a posteriori*, C_a a covariância dos parâmetros e σ_a o desvio padrão dos parâmetros (diagonal da matriz C_a). Finalmente, as velocidades angulares obtidas são transformadas:

$$W = \sqrt{W_X^2 + W_Y^2 + W_Z^2} \quad (196)$$

$$W_m = W * \frac{180}{\pi} * 10e6 \quad (197)$$

$$W_\varphi = \tan^{-1} \left(\frac{\sqrt{W_X^2 + W_Y^2}}{W_Z} \right) \left(\frac{180}{\pi} \right) \quad (198-1)$$

$$W_\lambda = \tan^{-1} \left(\frac{W_Y}{W_X} \right) \left(\frac{180}{\pi} \right) \quad (198-2)$$

Onde W é a velocidade em radianos/ano, W_m velocidade em graus/ma, $W_{\varphi,\lambda}$ e a velocidade em latitude e longitude. A incerteza da velocidade é calculada assim:

$$S_W = JC_a J' \quad (199)$$

Onde J corresponde à matriz Jacobiana usada para calcular a propagação das covariâncias, a diagonal da matriz corresponde ao desvio padrão em graus/ano, a velocidade do pólo de rotação obtida é transformada para o sistema ENU. A qualidade do ajuste do pólo de rotação pode ser determinada usando como estatístico o chi-quadrado χ_v^2 reduzido assim:

$$\chi_v^2 = \frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{cal}}{\sigma_i} \right)^2}{N - P} \quad (200)$$

Sendo que d_i^{obs} e d_i^{cal} são as taxas de deslocamento observadas e calculadas usando o pólo de rotação, σ_i e a variância dos dados e $N - P$ são os graus de liberdade, com N sendo o número de observações e P o parâmetros inferidos da amostra. Se o valor do χ_v^2 é perto de zero pode se considerar um bom ajuste do modelo aos dados, se $\chi_v^2 < 1$ indica que as incertezas estão subestimadas e se $\chi_v^2 > 1$ indica que as incertezas estão sobrestimadas. Assumindo que as placas são rígidas, o movimento ocorre nas bordas, sendo possível somar os vetores de Euler para comparar os movimentos relativos entre as placas. Assim, o pólo de rotação pode ser usado de vários jeitos diferentes: 1. Fazendo a rotação de uma placa em relação ao pólo de uma placa de referência, 2. Calculando as velocidades residuais dentro de

uma placa rígida e 3. Calculando o movimento relativo nos limites de uma placa. Por exemplo, assumindo que as velocidades das estações no marco de referência R1 para determinar as velocidades no marco de referencia R2, ao valor de velocidade de cada estação V_E e vetor de posição $P = (X, Y, Z)$ é subtraído o valor da placa de referência V_{REF} assim:

$$V_{R2} = V_E - V_{REF} = V_E - \Omega \times P \quad (201)$$

$$V_{R2} = \begin{bmatrix} v_{xE} \\ v_{yE} \\ v_{zE} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} 0 & Z & -Y \\ -Z & 0 & X \\ Y & -X & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix} \quad (202)$$

4.3.3 Determinação da deformação e as taxas de rotação intraplaca.

Deslocamento na realidade se refere à combinação de deformação e rotação do corpo, como foi falado no capítulo 2.4.2 (Deformação, tensão e estresse), lembrando que se todos os pontos de um corpo, neste caso, uma placa tectônica, se deslocam juntos sem mudanças na forma, o deslocamento se refere ao movimento rígido do corpo. Caso contrário, se a forma do corpo muda no movimento, faz referencia à deformação do corpo.

No cálculo tensorial, as deformações são quantidades representadas por tensores de segunda ordem, que essencialmente são um produto de dois vetores. Além disso, qualquer tensor de segunda ordem pode se decomposto em um vetor simétrico e anti-simétrico, assim:

$$\begin{aligned} \nabla V &= \frac{1}{2} [\nabla V + \nabla V^T] + \frac{1}{2} [\nabla V - \nabla V^T] \\ \nabla V &= \underbrace{\begin{bmatrix} \frac{\partial v_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right) & \frac{\partial v_y}{\partial y} \end{bmatrix}}_{\text{Tensor Simétrico}} + \underbrace{\begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} - \frac{\partial v_y}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} - \frac{\partial v_y}{\partial x} \right) & 0 \end{bmatrix}}_{\text{Tensor Anti - Simétrico}} \\ \nabla V &= \underbrace{\begin{bmatrix} e_{xx} & e_{xy} \\ e_{xy} & e_{yy} \end{bmatrix}}_E + \underbrace{\begin{bmatrix} 0 & \omega \\ -\omega & 0 \end{bmatrix}}_W \\ &\quad \text{deformação} \quad \text{rotação} \end{aligned} \quad (203)$$

Desse modo, a diferença de velocidade de dois pontos dados (i e j), pode ser expressa como:

$$\begin{aligned} v_{ij} &= \nabla V \delta X = (E + W) \delta X \\ v_{xij} &= e_{xx} \delta X + e_{xy} \delta X + \omega \delta X \\ v_{yij} &= e_{xy} \delta X + e_{yy} \delta X + \omega \delta X \end{aligned} \quad (204)$$

$$e_1, e_2 = \lambda = \frac{e_{xx} + e_{yy}}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{e_{xx} - e_{yy}}{2}\right)^2 + e_{xy}^2}$$

As direções principais podem ser determinadas usando a matriz de rotação A e expandindo a matriz AEA^T e escrevendo a componente de deformação igual a 0:

$$A = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix}, E = \begin{bmatrix} e_{xx} & e_{xy} \\ e_{xy} & e_{yy} \end{bmatrix} \quad (208)$$

$$AEA^T = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e_{xx} & e_{xy} \\ e_{xy} & e_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (209)$$

$$AEA^T = \begin{bmatrix} \cos^2 \theta e_{xx} - 2 \cos \theta \sin \theta e_{xy} + \sin^2 \theta e_{yy} & (e_{xx} - e_{yy}) \cos \theta \sin \theta + e_{xy} (\cos^2 \theta + \sin^2 \theta) \\ (e_{xx} - e_{yy}) \cos \theta \sin \theta + e_{xy} (\cos^2 \theta - \sin^2 \theta) & \cos^2 \theta e_{yy} - 2 \cos \theta \sin \theta e_{xy} + \sin^2 \theta e_{xx} \end{bmatrix} \quad (210)$$

Assim, a direção principal (direção de e_1) fica:

$$\tan(2\theta) = \frac{2e_{xy}}{e_{xx} - e_{yy}} \quad (211)$$

Dado que o tensor de deformação é de segunda ordem, ele tem três invariantes ou quantidades que permanecem sem mudança em relação ao sistema de referência (Calais et al., 2006), o primeiro invariante é chamado de traço do tensor (I_E), o segundo invariante é chamado de magnitude do tensor (II_E) e o terceiro invariante é chamado de determinante do tensor (III_E), sendo que o segundo invariante é igual ao terceiro invariante no caso de um tensor simétrico de 2x2 (Fig. 76).

$$I_E = \text{tr}(E) = e_{xx} - e_{yy} = e_1 - e_2 \quad (212)$$

$$II_E = \frac{1}{2} (\text{tr}(E^2) - \text{tr}(EE)) = e_{xx}e_{yy} - e_{xy}^2 = e_1e_2 \quad (213)$$

$$III_E = \det(E) = e_{xx}e_{yy} - e_{xy}^2 = e_1e_2 \quad (214)$$

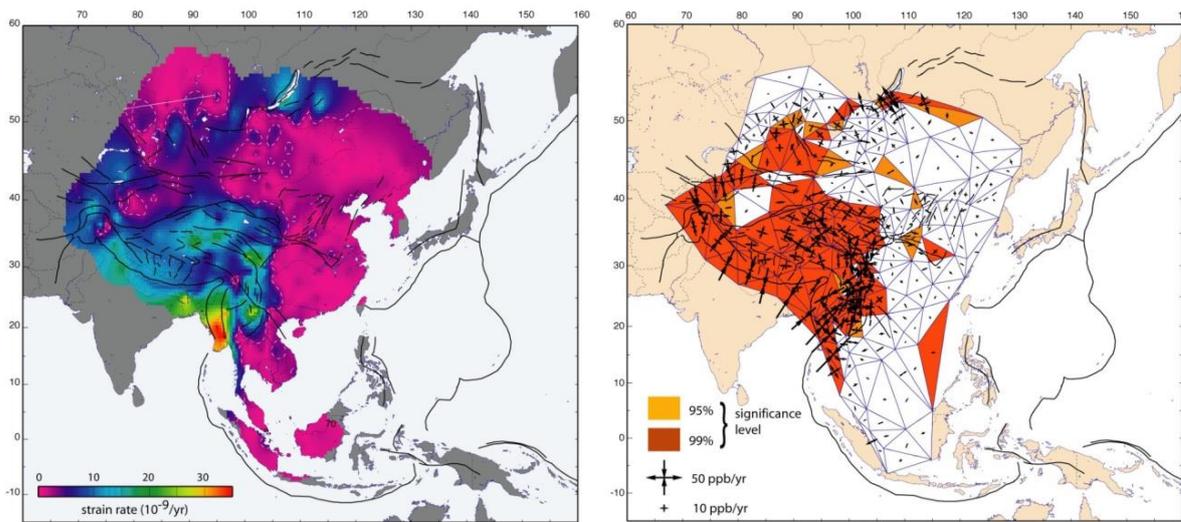


Figura 76: Exemplo de distribuição da deformação. Esquerda: Segundo invariante do tensor da taxa de deformação. Direita: tensores da taxa de deformação e nível de significância. Pode-se notar que a maior parte de Ásia não mostra uma significância aos 95% do nível de confiança, o que indica uma deformação menor que 3×10^{-9} /ano, mostrando, como esperado, uma taxa baixa de deformação intraplaca. Porém, também exibe uma região entre a Índia e China onde a taxa de deformação é bastante alta, principalmente nos eixos principais de compressão, com encurtamento perpendicular dessas estruturas. Modificado: Calais et al. (2006)

4.4 Processamento de dados sismológicos

4.4.1 RSTT (Regional Seismic Travel Times)

O método RSTT (Regional Seismic Travel Times) é um método de localização absoluta de eventos sísmicos, utiliza um modelo 3D parametrizado em uma grade de 1° , atribuindo um perfil de velocidade da crosta e um gradiente de velocidade simples, no manto superior, para cada nó (Fig. 77). A interpolação dos perfis de velocidade gera um modelo 3D da crosta e manto superior (Myers et al., 2010).

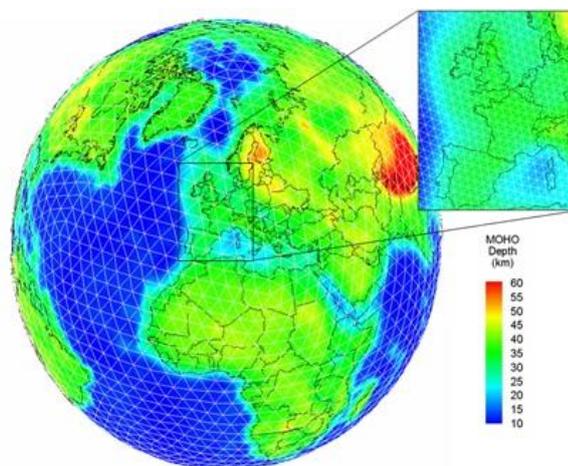


Figura 77: Exemplo de teselação global do método RSTT. O código RSTT é usado para calcular os tempos de viagem regionais para extrair perfis de velocidade. Modificado: Myers et al. (2016).

O método RSTT representa a estrutura da crosta e do manto superior usando perfis de velocidade-profundidade radiais nos nós distribuídos geograficamente (Fig. 78). As interfaces de velocidades estão definidas em relação ao centro da Terra, o que permite o uso do elipsoide GRS80 (Moritz, 1980), eliminando a necessidade de correções por elipticidade. O método usa a definição de Pasyanos et al. (2004) para parametrizar a estrutura crustal, incluindo camadas de água, três tipos de sedimentos, crosta cristalina superior, crosta média, crosta inferior. O perfil do manto é simplificado por dois parâmetros: velocidade na Moho e gradiente de velocidade linear com a profundidade. Usando interpolação dos parâmetros entre os nós subjacentes (espessura das camadas, velocidade e gradiente do manto) é obtido um modelo contínuo 3D e com variação lateral no manto superior. O tempo de percurso é calculado assim:

$$\begin{aligned}
TT &= \sum_{i=1}^N d_i s_i + \alpha + \beta + \gamma \\
\alpha &= \sum_{j=1}^Q \frac{l_j}{v_j} \quad \beta = \sum_{k=1}^Q \frac{l_k}{v_k} \quad \gamma = \frac{c^2 X_m^3}{24V_0}
\end{aligned}
\tag{215}$$

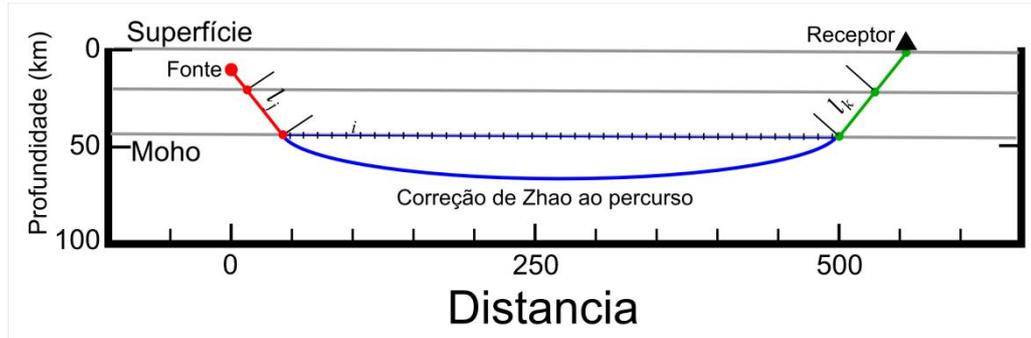


Figura 78: Exemplo de parametrização do raio Pn no método RSTT. Modificado: Myers et al. (2016).

Sendo que d e s são a distancia e a vagareza (tomado como $1/\text{velocidade}$ abaixo da moho) em cada um dos segmentos i compreendidos no percurso no semicírculo na Moho entre a fonte e a estação (Fig. 78), α e β são os tempos de percurso na crosta no receptor e na fonte, respectivamente. X_m é a distancia horizontal percorrida no manto e V_0 é a média regional da velocidade no manto na Moho. Com $c = g * s + 1/r$, onde $1/r$ é a correção pelo aplanamento da Terra e r é o raio no qual um raio entra e sai do gradiente linear de velocidade g (Helmberger, 1973; Zhao and Xie, 1993). Essa aproximação é valida quando $ch \ll 1$, onde h é a maior profundidade do raio no gradiente linear de velocidade.

4.4.2 Determinação do plano de falha

O fundamento teórico da realocização de sismos e réplicas está descrito nos capítulos 2.3.3 e 2.3.4 (Localização relativa e correlação cruzada) e está baseada na idéia de que a similaridade da forma de onda é causada pela proximidade na localização do hipocentro e pela semelhança nos mecanismos focais entre os diferentes eventos. Assim, determinando a correlação cruzada dessas formas de onda se estabelece uma medida de similaridade das formas de onda e uma estimativa da defasagem do tempo entre os traços (Waldhauser e Ellsworth, 2000; Schaff e Waldhauser, 2005; Cleveland e Ammon, 2013). O programa CORR do pacote SEISAN (Haskov e Ottemoller, 1999), foi usado para combinar todos os eventos

em uma matriz de correlação cruzada que permitiu determinar a correlação nas mesmas estações para todos os pares de eventos (Got et al., 1994).

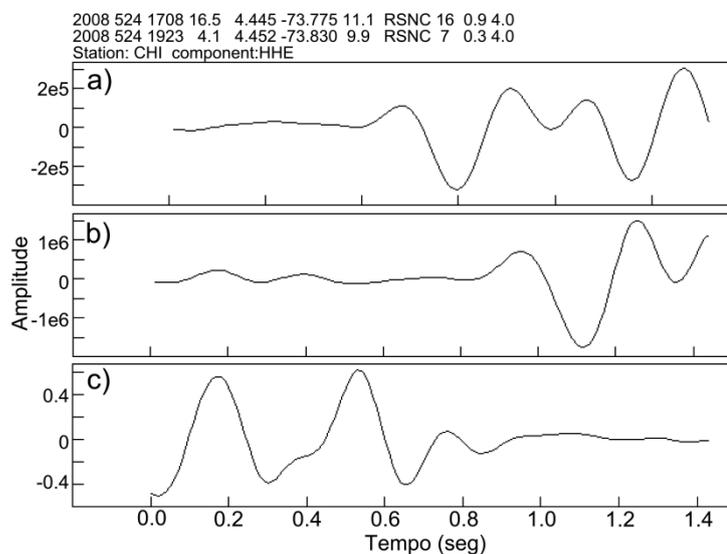


Figura 79: Exemplo de correlação cruzada entre dois eventos usando o programa CORR do pacote Seisan. As figuras a e b correspondem a dois sismogramas registrados na estação CHI, nota-se a forma de onda similar entre as dois traços. Cada estação tem vários parâmetros definidos, como a janela de tempo, tempo antes da picagem da onda P, frequência de amostragem, valor de aceitação da função de correlação.

O conjunto de tempos de chegadas precisos obtidos no processo de correlação cruzada é usado para determinar as relocalizações relativas dos eventos usando o método de duplas diferenças (Waldhauser e Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001) com o código HypoDD2. Este programa permite a relocalização dos eventos diminuindo os efeitos de erros de medição e incertezas do modelo de velocidades, e evita a necessidade de correções da estação. O código de HypoDD aceita o uso de catálogo de picagens de fases P e S e tempos de percurso de alta precisão determinados com correlação cruzada ou uma combinação de ambos. A figura 80 mostra a saída visual do programa desenvolvido no centro de sismologia e usado para ajustar o plano de falha usando as relocalizações obtidas com hypoDD.

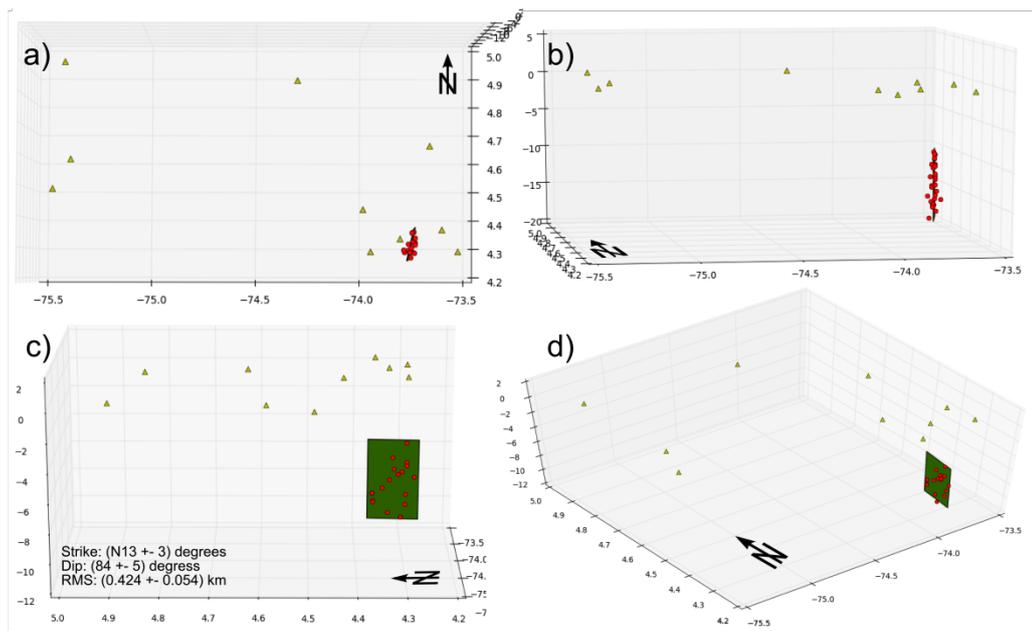


Figura 80: Exemplo de determinação do plano de falha de Quetame2008 usando correlação cruzada e realocização relativa com HYPODD2, o quadro verde representa o plano de falha ajustado, os triângulos verdes representam as estações mais próximas, e os pontos vermelhos representam a localização relativa das replicas.

4.4.3 Modelagem de forma de onda com o programa ISOLA (Isolated Asperities)

A modelagem de forma de onda é uma das técnicas mais completas para estudar o tensor de momento sísmico. Sendo o tensor de momento a melhor representação do processo físico da fonte de um terremoto. Calculando-o podemos estimar os parâmetros geométricos de uma falha (mecanismo focal) e o momento sísmico escalar M_0 . As soluções do tensor de momento são geralmente derivadas dos dados de baixa frequência e representam as propriedades gerais do processo de ruptura (Gilbert 1970, Backus and Mulcahy, 1976).

Neste trabalho, foi usado o programa ISOLA (Sokos & Zahradník, 2008, 2013) para estudar os tensores de momento dos sismos de Quetame, Colômbia, 2008 e Pedernales, Equador, 2016. A metodologia do ISOLA é descrita por Křížová et al. (2013). O programa está escrito em FORTRAN e usa MATLAB como interface gráfica. As funções de Green são usadas com o método de número de onda discreto (Bouchon & Aki, 1977) e o tensor de momento é calculado por mínimos quadrados, minimizando a diferença entre o sismograma sintético e o observado. A profundidade e a hora de origem do centróide são estimadas pelo método grid-search.

O problema direto no ISOLA considera uma fonte pontual de ondas sísmicas com uma posição dada e tempo de origem t , e expressão deslocamento u por meio do tensor de momento M e derivadas espaciais do tensor de Green, segundo a notação de Aki and Richards (2002):

$$u_i(t) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 M_{pq} * G_{ip,q} \quad (216)$$

Sendo que $*$ indica uma convolução temporal e p, q indicam as coordenadas cartesianas. O tensor de momento M_{pq} descreve com nove componentes de pares de forças (Double- Couple ou DC) o movimento em uma falha durante um sismo. O tensor M é simétrico e pode ser representado por uma combinação linear de 6 elementos ou tensores de momento ou mecanismos “elementares”, pois qualquer outro mecanismo pode ser formado pela combinação linear deles (Kikuchi and Kanamori, 1991).

$$M_{pq} = \sum_{n=1}^{N_e} a_n M_n \quad \text{com } N_e = 6 \quad (217)$$

Os coeficientes $a_1 \dots a_6$ são os coeficientes dos seis tensores M_{pq} . Os seis mecanismos da Figura 81 representam os tensores M^1 a M^6 usados no ISOLA.

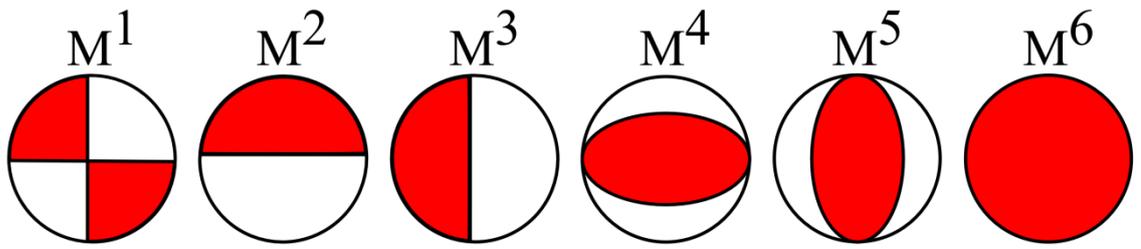


Figura 81: Mecanismos focais correspondentes aos seis tensores elementares, M^1 a M^5 representam falhas puras strike-slip, M^3 a M^4 representam falhas dip-slip em planos verticais, N-S e E-W respectivamente, e M^5 representa uma falha dip-slip de 45° . M^6 representa uma fonte isotrópica.

O tensor de momento pode ser decomposto em $M = M_{dev} + M_{iso}$, onde M_{dev} corresponde à parte deviatórica (tensores M^1 a M^5) e M_{iso} corresponde à parte isotrópica (tensor M^6), que irradia energia igualmente em todas as direções, como explosões, podendo ser dividida em DC (Double Couple) e CLVD (compensated linear vector dipole). A maioria dos sismos naturais pode ser explicada usando apenas as componentes deviatóricas ou DC (Double Couple). Assim, considerando a fonte sísmica com posição e origem conhecidas

descrita na equação 216 e combinando a equação 217, o deslocamento u pode ser expresso como (Křížová et al. 2013):

$$u_i(t) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 \sum_{i=1}^6 a_i M_{pq}^i * G_{ip,q} \quad (218)$$

A inversão com o ISOLA busca encontrar os valores dos coeficientes a_i que maximizam o ajuste entre os dados observados e sintéticos. O momento sísmico escalar M_0 é definido como a norma Euclidiana do tensor de momento (Silver and Jordan, 1982)

$$M_0 = \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 (M_{pq})^2}{2}} \quad (219)$$

O método grid-search maximiza a correlação entre o sismograma observado (u) e sintético (s)

$$Corr = \frac{\int us}{\sqrt{\int (u^2 s^2)}} \text{ com } \int us = \sum_i u_i(t) s_i(t) dt \quad (220)$$

Onde $\int us$ e o somatório é sobre as componentes e estações. A qualidade do ajuste entre o sismograma real e o sintético é medida pelo ajuste norma L2:

$$\delta = \int (u - s)^2 \quad (221)$$

$$VR = 1 - \frac{\delta}{\int u^2} \quad (222)$$

Sendo VR a redução de variância (Variance Reduction) e δ uma estimativa do desajuste. Ou em termos da correlação (Sokos & Zahradník, 2013) como:

$$VR = Corr^2 \quad (223)$$

Neste trabalho, foi usada a variância ponderada, i.e., com pesos dados às estações conforme a distância epicentral (Sokos & Zahradník, 2013; Dias, 2016)

$$VR = 1 - \frac{\sum W^2 (d - s)^2}{\sum W^2 d^2} \quad (224)$$

Onde W é o peso (igual à distância epicentral), d é o dado observado e s , o sintético. $VR=1$ implica ajustar o dado perfeitamente e $VR < 0$ não possui interpretação física, uma vez que, mesmo que seja ponderada, a VR mantém sua relação com a correlação.

5. RESULTADOS

5.1 Deformação interssísmica do bloco do Norte dos Andes medida com GNSS.

Este capítulo apresenta os resultados da análise da deformação do bloco do Norte dos Andes usando medições geodésicas GNSS. Esses resultados indicam que esse bloco apresenta taxas de deformação e rotação tectônicas significativas associadas à geodinâmica do regime compressivo bimodal que causa deformação permanente, falhamentos inversos e transcorrentes, geração de montanhas, acumulação de tensão e o deslocamento do bloco do norte dos Andes que aparentemente está “escapando” para o nordeste. Embora, esse bloco também apresente regiões intraplaca com taxas de deformação pouco significativas como o norte do bloco (norte da Colômbia). Esses resultados mostram a complexidade da tectônica regional onde às placas de Nazca, Caribe, Andes Norte, a micro placa do Panamá e a parte estável da placa Sul-Americana se encontram. Os resultados aqui apresentados não resolvem conclusivamente o debate sobre os limites do bloco do Norte dos Andes, mas oferecem evidências de como está sendo distribuído o deslocamento da placa entre a rotação rígida e a deformação.

Depois de muitos anos de intenso debate ainda não existe consenso acerca do modo em que os continentes se deformam, nem sobre as forças que causam a deformação (Calais et al., 2006), principalmente nas áreas intraplaca. Muitos autores usando medições geodésicas realizadas longe das zonas dos limites ativos das placas, nas chamadas “zonas estáveis”, têm mostrado que o movimento horizontal da superfície pode ser descrito por simples rotações de um número limitado de placas rígidas, como prevê a teoria da tectônica de placas. (e.g Argus & Heflin,1995). Calais et al. (2006) apresentam duas interpretações opostas desses autores que tentam descrever a deformação observada em regiões intraplaca:

1. A litosfera continental se deforma como um mosaico de placas rígidas, limitado por falhas destrutivas que afetam a espessura da litosfera. Nessa visão a deformação é principalmente causada pelas forças de bordas de placas (e.g., Tapponnier et al., 1982; Peltzer and Tapponnier, 1998; Peltzer and Saucier, 1996).
2. A deformação é generalizada, sendo que os continentes podem ser tratados como meios viscosos continuamente deformados, onde as falhas têm um papel menor. Nessa visão a deformação é causada em grande medida por forças de flutuação resultantes do

espessamento crustal principalmente pela colisão das placas (e.g., England and Houseman, 1986; Houseman and England, 1993).

Muitas regiões estáveis também apresentam grandes terremotos em estruturas geológicas localizadas longe das bordas das placas, onde a maioria da atividade sísmica ocorre. No entanto, as marcas na geologia e a topografia dos processos tectônicos causados por essa atividade sísmica é difusa e fraca, o que sugere que envolvem taxas de deformação muito baixas (e.g., Johnston et al., 1994; Johnston, 1996; Calais et al., 2006; Sella et al., 2007; Nocquet, 2012; Tregoning et al., 2013; Calais et al., 2016).

5.1.1 Área de estudo

A placa oceânica de Nazca está convergindo rapidamente para com a estável placa Sul-Americana; e mergulha a uma velocidade de 5-7 cm/ano. Ao sul dos 0.5° a direção da placa que mergulha é N-S, mas ao norte dessa latitude, o azimute muda de direção para N-W, e fica ligeiramente oblíqua à trincheira Equador-Colômbia (Freymueller et al., 1993; Trenkamp et al., 2002). A Figura 82 mostra a distribuição global dos limites das 52 placas compiladas por Bird (2003).

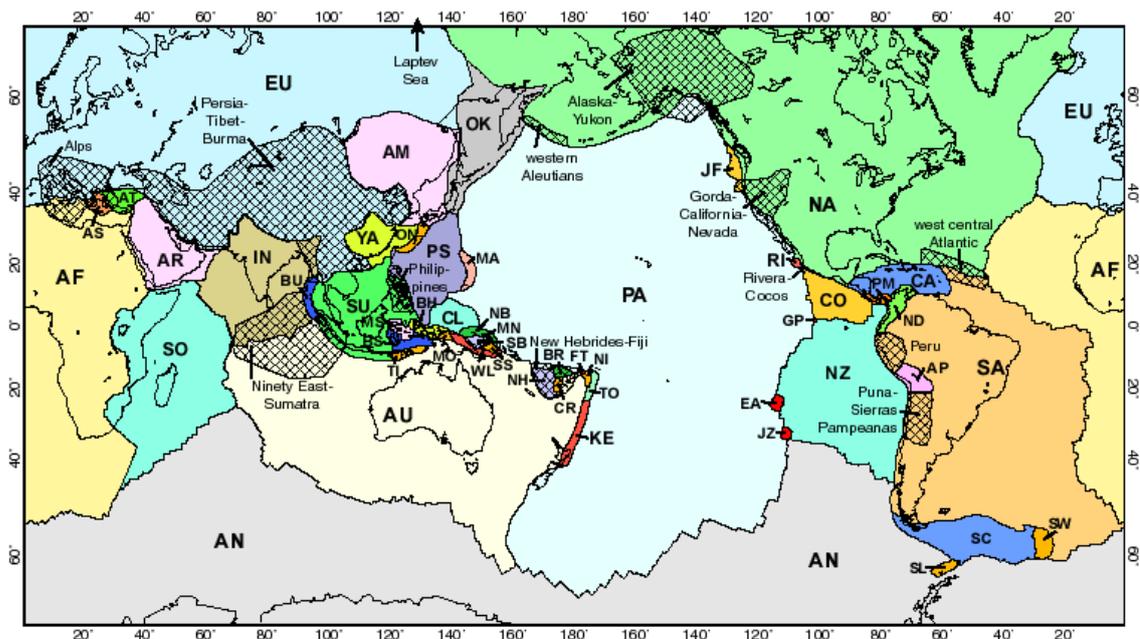


Figura 82: Mapa distribuição global dos limites de 52 placa compiladas por Bird (2003). Nota-se que o continente Sul-Americano contém as duas microplacas ND (bloco do Norte dos Andes) e AP (Altiplano). Além de duas regiões designadas como orogênicas (crosshatch) onde esse modelo de placas se espera não seja muito preciso. Modificado: Bird (2003)

ser liberado em grandes terremotos inversos (Trenkamp et al., 2002). Uma parte da deformação armazenada é liberada em escorregamento assísmico, enquanto a outra parte é mascarada por relaxamento viscoelástico pós-sísmico no manto superior (White et al., 2003). O restante do movimento ocorre no período intersísmico relativamente estável, causando encurtamento permanente da placa, construção de montanhas e o deslocamento do bloco rígido dos Andes Norte “escapando” ao nordeste, assim como falhas transcorrentes destrais (Egbue & Kellogg, 2010; Egbue et al., 2014).

5.1.2 Dados GNSS

Os dados usados aqui foram descritos no capítulo 3.2 (Dados GNSS). A solução SIR11P01 fornece coordenadas para 230 estações referidas ao ITRF2008, época 2005.0, cobrindo o período 2000-01-02 e 2011-04-16 (data que se iniciou o uso do sistema de referência IGS08). A precisão das coordenadas é estimada em posição horizontal: ± 1.0 mm; posição vertical: ± 2.4 mm; velocidade horizontal: ± 0.7 mm/a; velocidade vertical: ± 1.1 mm/a (Sánchez L. & Seitz M. 2011). A solução SIR15P01 foi determinada usando medições GNSS (GPS+GLONASS), e fornece coordenadas para 456 estações referidas ao ITRF2008/IGb08, época 2013.0, cobrindo o período 2010-03-14 e 2015-04-11, sendo que a precisão das coordenadas é estimada em ± 0.7 mm componente norte-sul, ± 0.9 mm leste-oeste e ± 3.5 mm para a altura. A precisão média das velocidades é ± 0.5 mm/a norte-sul, ± 0.8 mm/a componente leste-oeste e ± 1.6 mm/a componente vertical. (Sánchez & Drewes, 2011). A determinação dessas soluções inclui a identificação das discontinuidades na posição das estações, causadas por deslocamentos sísmicos ou mudanças na configuração das antenas, estas informações estão no cabeçalho dos arquivos SINEX. A Figura 84 mostra os vetores de velocidade para cada estação nas soluções SIR11P01 e SIR15P01. Pode-se notar na Figura 84 (a) que a distribuição das velocidades não é uniforme na borda ocidental da placa, onde ocorre a subducção da placa de Nazca com a placa Sul-Americana. Embora, tende a ser muito uniforme na porção da placa de “estável”, cobrindo a porção de placa que corresponde ao Brasil. Na Figura (b) pode-se notar que a rede SIRGAS-CON foi densificada pela instalação de novas estações GNSS. Muitos vetores entre os 30-40° sul mudaram de direção em relação à figura 84 (a), o que corresponde ao relaxamento pós-sísmico do terremoto de Mw 8.8 do Chile, o que faz com que não seja apropriado usar essas estações na modelagem das

velocidades, nem dos vetores de deslocamento nessa região (Sánchez L., & Drewes H., 2016), o que foi denominado neste trabalho como zona excluída (ZE) para o cálculo dos polos rotação das diferentes placas testadas.

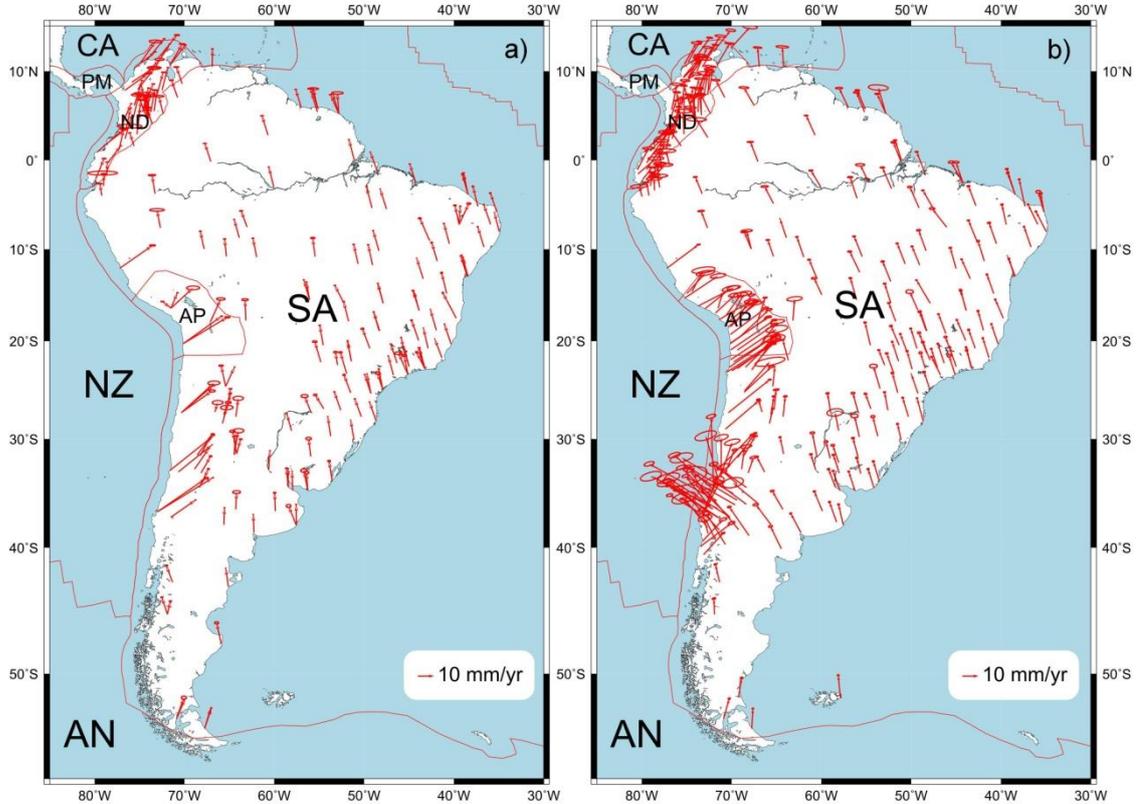


Figura 84: Velocidades GPS horizontais das duas soluções usadas neste trabalho. a) solução SIR11P01. b) solução SIR15P01. As duas soluções são mostradas em relação ao datum ITRF08/IGS08 cumprindo a condição NNR. Os nomes das placas correspondem aos usados por Bird (2003). As elipses de erro estão ao 95% de confiança nas duas figuras.

Estas velocidades são referidas ao ITRF2008 cumprindo a condição NNR (no-net-rotation) para movimentos horizontais. O objetivo dessa condição é representar as velocidades sem referir-las a nenhuma placa em particular, para isso descreve as velocidades em um campo que minimiza o momento angular de todas as placas sobre a litosfera da Terra (Calais 2006):

$$\int_L X \times V \, dm = 0 \quad (225)$$

Esta equação é chamada de condição e pode ser discretizada como:

$$\sum_{p \in P} Q_p \omega_p = 0 \quad (226)$$

Onde Q_p é o tensor de inércia da placa p , ω_p é a velocidade angular da placa p , P é o número total de placas, esta condição não tem implicações na determinação das velocidades relativas das placas.

5.1.3 Estimação das velocidades em relação à parte estável de Sul-América

O campo de velocidades determinado com o ITRF, não é muito adequado para realizar a interpretação da dinâmica do deslocamento e deformação das placas (Farolfi & Del Ventisette, 2015). Por isto se faz necessário determinar o movimento relativo das placas em relação a placas de referência, geralmente placas muito estáveis (ex: placa do pacífico). No caso do bloco do Norte dos Andes, é conveniente mudar o marco de referência ITRF-NNR ao modelo cinemático de Sul-américa, assumindo como fixa a parte estável do continente. Como a solução das velocidades da placa está no marco de referência ITRF2008 NNR, foi usado o modelo NNR-MORVEL56 (Tabela 9) para realizar a rotação. O efeito dessa mudança de marco de referência foi “zerar” os vetores de velocidade da parte estável do continente.

Tabela 9: Parâmetros dos polos de rotação NNR-MORVEL56, velocidades angulares no marco de referência NNR para as placas da Figura 85.

Placa	Sigla	Lat (°)	Lon (°)	W (°/Ma)	Rms (mm/a)	Área
Sul-américa*	SA	-22.62	-112.83	0.109±0.011	10.6	1.0034
Caribe	CA	35.20	-92.62	0.286±0.023	14.9	0.0730
Nazca	NZ	46.23	-101.06	0.696±0.029	70.0	0.3967
Altiplano	AP	-6.58	-83.98	0.488±0.053	16.9	0.0205
Norte dos Andes	ND	17.73	-122.68	0.116±0.051	9.6	0.0239
Panamá	PM	31.35	-113.90	0.317±0.055	21.6	0.0067

*Parâmetros usados para fixar a parte estável de Sul-américa

Para determinar as velocidades do bloco do Norte dos Andes, relativas ao marco de referência da parte estável da placa Sul-Americana, é subtraído o valor do modelo de placa rígida para Sul-america V_{SA} , no marco NNR, das velocidades das estações que estão no marco de referência ITRF-NNR, assim:

$$V_{R2} = V_E - V_{SA} = V_E - \Omega \times P \quad (227)$$

$$V_{R2} = \begin{bmatrix} V_{xE} \\ V_{yE} \\ V_{zE} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} 0 & Z & -Y \\ -Z & 0 & X \\ Y & -X & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix}$$

Onde V_{R2} é o valor das estações assumindo como fixa a parte estável de Sul-america, V_E é a velocidade de cada estação no ITRF2008 e vetor de posição $P = (X, Y, Z)$ em coordenadas geocêntricas.

A Figura 86 mostra que as medições são consistentes com a rápida subducção da placa de Nazca e a cordilheira asísmica de Carnegie Ridge na trincheira do Equador abaixo da placa Sul-Americana. A velocidade media do bloco foi estabelecida em 6 ± 2 mm com o grupo de

estações no centro da Figura que apresentam movimento estatisticamente igual com dois sigma consistente com o resultado de Trenkamp et al. (2002). Essa velocidade é menor que a média do movimento relativo das placas ND-SA para o pleistoceno, o que pode estar associada à redução da velocidade da subdução Nazca-Sul-américa durante o esse periodo (Norabuena et al., 1999). A abertura do golfo de Guayaquil (GG) com uma taxa de $2,5 \pm 1,1$ mm/ano, marca o limite entre o bloco do Norte dos Andes e a placa Sul-Americana (Deniaud et al. 1999, Witt et al. 2006), sendo que durante os últimos 2 milhões de anos o bloco se deslocou ~ 1 cm/ano (Trenkamp et al 2002). Na Figura b pode-se notar a transição do limite entre o bloco do Norte dos Andes desde a falha Dolores-Guayaquil (DGM), passando pela falha pallatanga até o sistema de falhas sub-andino. Nessa região o campo de velocidades relativo à porção estável de Sul-américa indica que o movimento lateral é distribuição para a direita ao norte dos 1° S, onde a direção da placa muda de azimute para N-W, e fica ligeiramente oblíqua à trincheira Equador-Colômbia (Ego 1996; Trenkamp et al., 2002).

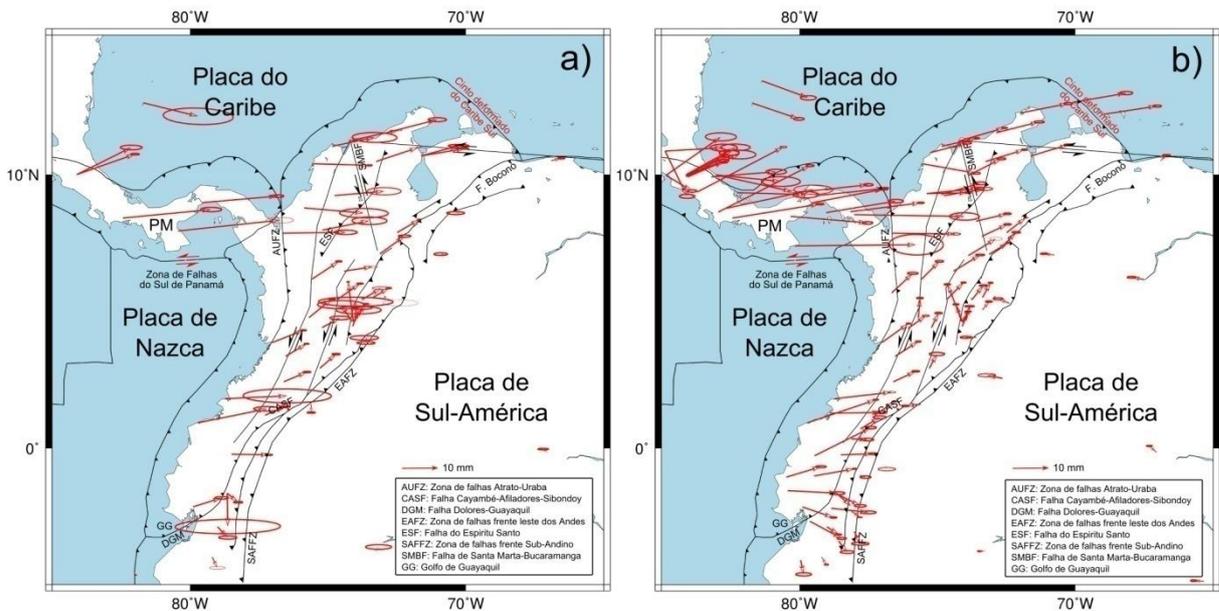


Figura 85: Vetores de velocidade das duas soluções em relação à placa Sul-Americana. a) solução SIR11P01. b) solução SIR15P01. Nota-se na Figura (b) que ao norte dos 1° S a direção da placa muda de azimute para N-W, e fica ligeiramente oblíqua à trincheira Equador-Colômbia. As elipses de erro estão ao 95% de confiança nas duas figuras.

As figuras 86, 87, 89 e 90 mostram a interpolação do resultado da rotação da placa Sul-Americana em relação ao pólo NNR-MORVEL56, mostrando o efeito de “zerar” os vetores de velocidade da parte estável da placa, e assumindo essa região como fixa.

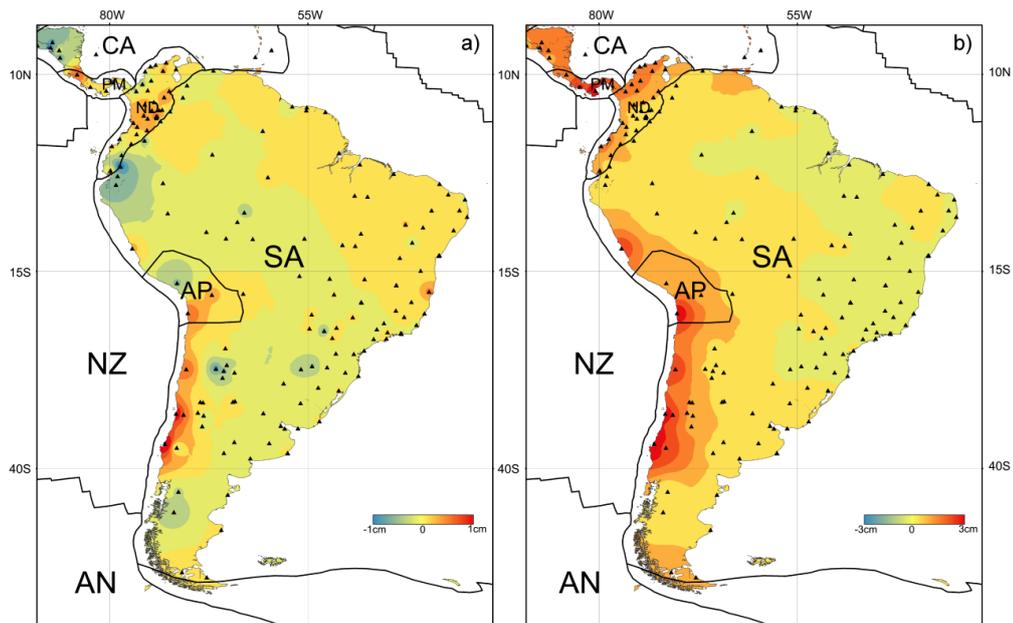


Figura 86: Interpolação das componentes do campo de velocidades da solução SIR11P01 em relação à placa Sul-Americana. a) componente norte. b) componente leste. Nota-se que as velocidades na região estável da placa Sul-Americana ficam em torno de zero, e as velocidades na margem entre a placa de Nazca e Sul-america atingem até ± 1 cm/ano na componente norte e ± 3 cm/ano na componente leste. Os nomes das placas correspondem aos usados por Bird (2003).

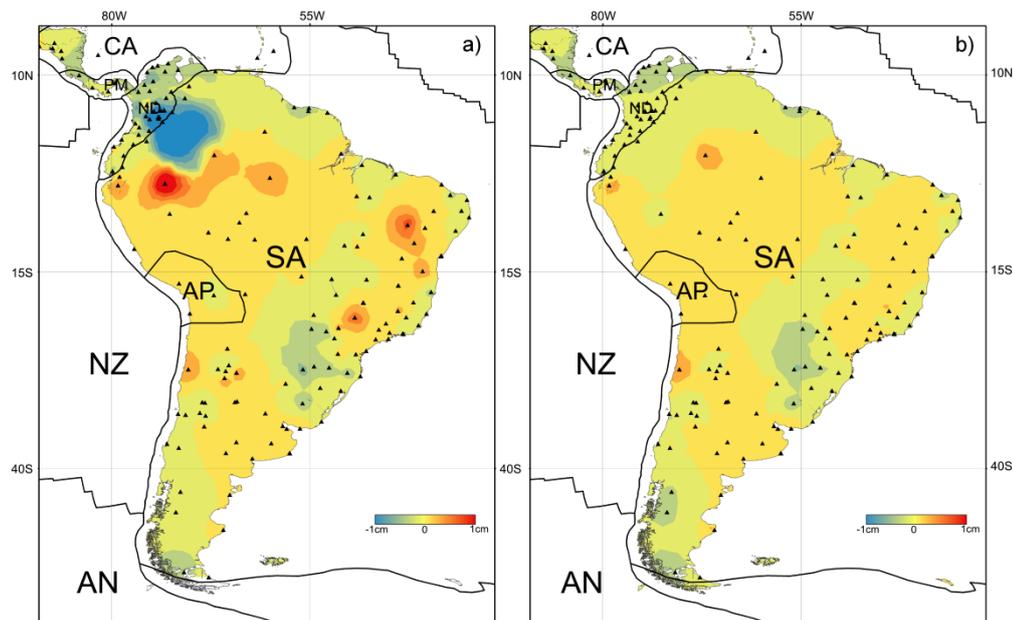


Figura 87: Interpolação da componente vertical do campo de velocidade da solução SIR11P01 em relação à placa Sul-Americana. a) componente vertical mostrando duas anomalias, a primeira (azul) corresponde aos vetores das estações perto de Bogotá (BOGA, BOGT e ABCC) e a segunda a estação IQUI, que foi identificada como um erro. b) Interpolação da componente vertical sem as estações (BOGA, BOGT, ABCC e IQUI). Sendo atípico o valor da componente vertical da estação IQUI, conseqüentemente não foi usado na interpolação das velocidades. Os nomes das placas correspondem aos usados por Bird (2003).

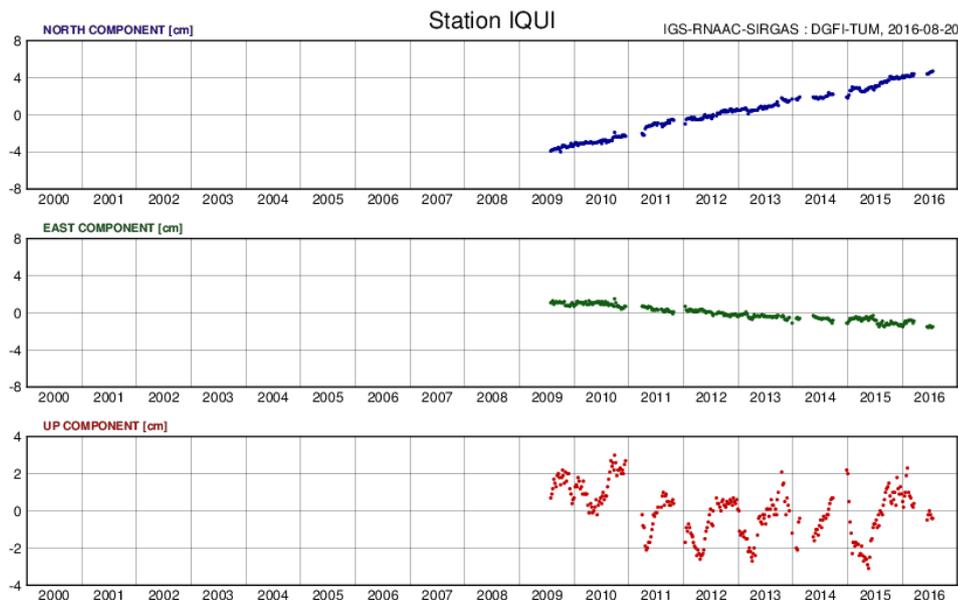


Figura 88: Séries de tempo da estação IQUI. Nota-se que a componente vertical mostra um comportamento sazonal regular, mas apresenta uma descontinuidade na série de tempo no final do ano 2010 que se reflete nas três componentes. Nota-se um degrau na componente vertical, que pode ser devido a uma troca do equipamento não reportada no arquivo sinex ou efeito da mudança ao marco de referência IGS08. Modificado: Web do SIRGAS

A Figura 88 mostra a série de tempo da estação IQUI em coordenadas NEU, pode-se observar uma descontinuidade nas três componentes e um degrau na componente vertical, perto do final do ano 2010. O degrau pode estar relacionado com a troca de equipamento que não consta no cabeçalho do arquivo sinex ou com a mudança do dia 17 de abril de 2011 (semana GPS 1632), onde as órbitas (finais e rápidas), as correções dos relógios dos satélites e o modelo de calibração das antenas disponibilizado pelo International GNSS Service – IGS, passaram a estar referidos à nova realização do IGS, denominada IGS08, pelo que consequentemente, a partir dessa data, pode acarretar descontinuidades nas coordenadas (Costa et al., 2012). Esse efeito ou a troca de equipamento não corrigida afetou a solução multi-anual da estação IQUI, e por essa razão a estação foi excluída da interpolação na Figura, junto com estações *BOGA*, *BOGT* e *ABCC*, que apresentam deformação local observada por vários autores (Drewes & Heidbach, 2012; Sánchez & Drewes, 2016a). Na Figura 90 da interpolação de velocidades verticais também foram removidas do cálculo as estações NAUS, PAIT e PAST por apresentar valores atípicos associados a descontinuidades nas series de tempo (ver anexo: Séries de tempo de estações com descontinuidades).

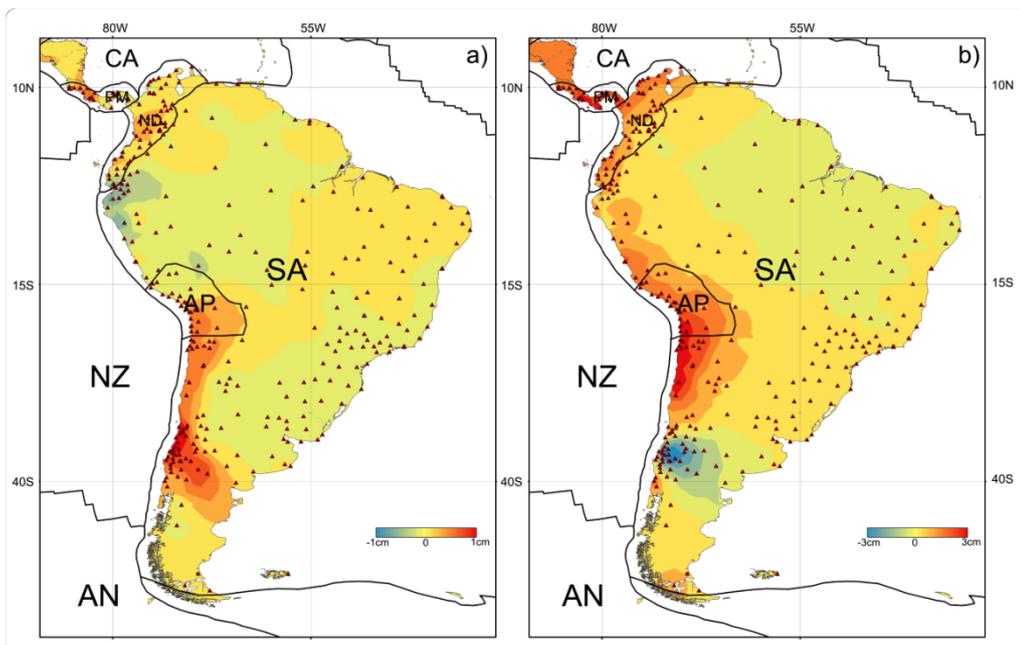


Figura 89: Interpolação das componentes do campo de velocidade da solução SIR15P01 em relação à placa Sul-Americana. a) componente norte. b) componente leste. Nota-se que as velocidades na região estável da placa Sul-Americana ficam em torno de zero, e as velocidades na margem entre a placa de Nazca e Sul-americana atingem até 1 cm/ano na componente norte e 3 cm/ano na componente leste, consistente com a solução SIR11P01, apesar disso pode-se notar o efeito do relaxamento pós-sísmico do terremoto Mw8.8 de 2010 em Chile. Os nomes das placas correspondem aos usados por Bird (2003).

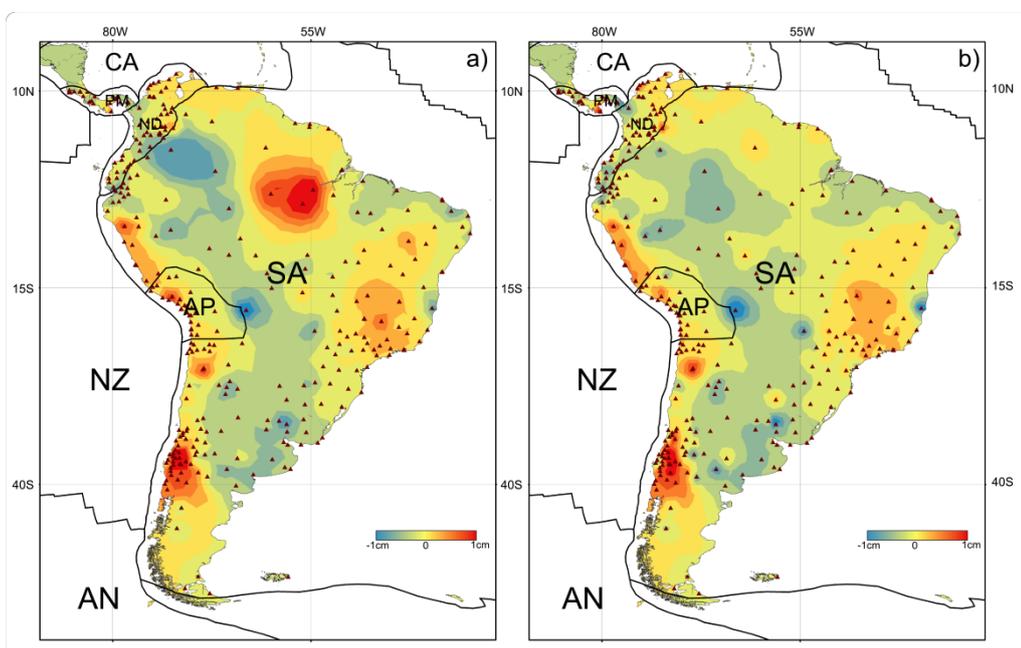


Figura 90: Interpolação da componente vertical do campo de velocidade da solução SIR15P01 em relação à placa Sul-Americana. a) componente vertical mostrando duas anomalias, a primeira (azul) corresponde aos vetores das estações perto de Bogotá (BOGA, BOGT e ABCC) e a segunda as estações NAUS, PAIT e PAST (Ver Anexo B). b) Interpolação da componente vertical sem as estações (BOGA, BOGT, ABCC, NAUS, PAIT e PAST). Os nomes das placas correspondem aos usados por Bird (2003). A anomalia azul ao longo do continente poderia estar relacionada com o ciclo hidrológico.

Esse procedimento permite observar o movimento relativo da cada parte da placa em relação a esse marco de referência. Como resultado pode-se notar que o pólo de rotação de

Euler do modelo permite explicar a maior parte do movimento horizontal da superfície da placa como uma simples rotação de um corpo rígido, tal como esperado pela teoria de tectônica de placas.

Já no caso da borda convergente da placa NZ-SA e da borda SA-ND o resíduo do movimento sugere que a rotação do corpo rígido não explica completamente o movimento horizontal observado na borda da placa o que é esperado em limites convergentes, como descrito no capítulo 4.3.3 (Determinação da deformação e as taxas de rotação intraplaca). Isso sugere que o movimento do bloco do Norte dos Andes é uma combinação de deformação e rotação, sendo necessário verificar se o pólo de rotação do bloco ND e a parte estável de Sul-américa (SAE) são significativamente diferentes.

5.1.4 Estimação dos vetores do deslocamento

O processamento preciso de dados GNSS requer que as coordenadas das estações de referência estejam dadas na mesma época e que estejam associadas ao mesmo marco de referência das órbitas dos satélites (Bruyninx et al., 2011). Considerando que as duas soluções estão no mesmo marco de referência já que a solução SIR11P01 está no sistema ITRF2008 e a solução SIR15P01 está no sistema ITRF2008/IGS08. O IGS08 representa a materialização do ITRF2008 e foi adotado pelo IGS 17 de abril de 2008 (semana GPS 1632) os dois com o mesmo modelo de centro de fase das antenas, sendo que a transformação global de Helmert do ITRF2008 para IGB08 deve ser considerada nula porque ambos os sistemas estão baseados no mesmo datum (Rebischung et al. 2012). Foi feito um traslado das coordenadas desde a época de observação para a época de referência, o que permite poder usar as duas soluções conjuntamente. Neste caso as coordenadas foram reduzidas desde a época 2013.0 para a época 2005.0, e para isso foi seguido o procedimento descrito por Drewes (SIRGAS website), para o processamento de informação GPS com relação a marcos de referência de diferentes épocas. O traslado é feito assim:

$$\begin{aligned} X(t) &= X(t_0) + (t - t_0) * V_x \\ Y(t) &= Y(t_0) + (t - t_0) * V_y \\ Z(t) &= Z(t_0) + (t - t_0) * V_z \end{aligned} \quad (228)$$

Onde $X(t), Y(t), Z(t)$ são as coordenadas na época desejada, $X(t_0), Y(t_0), Z(t_0)$ são as coordenadas na época de referência e $(t - t_0)$ é o intervalo de tempo entre a realização do sistema de referência e a segunda realização, que corresponde a um período de 262 semanas

(~5.07 anos). V_x, V_y, V_z , são as velocidades da estação de referência. A Figura 91 mostra os vetores de deslocamento entre a solução SIR11P01 no sistema ITRF2008 na época 2005.0 e SIR15P01 no sistema ITRF2008/IGb08 na época 2013.0, para o bloco do Norte dos Andes. Como resultado pode-se notar na Tabela 10 que a media da componente de deslocamento para o norte é de ~50 mm em 5.07 anos o que indicaria um deslocamento anual médio de ~10mm para o deslocamento na direcção de “escapamento” do bloco, excedendo os 3-4 mm na direcção de compressão normal do bloco.



Figura 91: Vetores de deslocamento determinados entre a solução SIR11P01 no sistema ITRF2008 na época 2005.0 e SIR15P01 no sistema ITRF2008/IGb08 na época 2013.0, para o bloco Norte dos Andes. As falhas e os nomes das falhas foram tomadas de Egbue & Kellogg, (2010).

Tabela 10: coordenadas e vetores de deslocamento para 38 estações do bloco do Norte dos Andes.

ID Estação	ITRF2008 Época 2005.0		ITRF2008 Época 2013.0		Deslocamento em coordenadas topocêntricas locais (m)	
	UTM Leste (m)	UTM Norte (m)	UTM Leste (m)	UTM Norte (m)	Leste (m)	Norte (m)
ABCC	596836.2663	515277.7766	596836.2376	515277.8418	-0.0287	0.0652
ABPD	599973.6588	494866.5620	599973.6413	494866.6203	-0.0175	0.0583
ABPW	611452.4235	518429.8310	611452.4056	518429.8895	-0.0179	0.0585
AGCA	654677.4804	919401.2416	654677.4876	919401.2875	0.0072	0.0460
ALBE	677607.5183	858160.1398	677607.5229	858160.1872	0.0046	0.0474
APTO	320035.1280	871138.5877	320035.1621	871138.6258	0.0340	0.0381
BEJA	624183.7258	780601.7436	624183.7214	780601.7698	-0.0044	0.0263
BERR	565200.8747	717705.3811	565200.8744	717705.4460	-0.0003	0.0649
BNGA	707224.0903	785763.7066	707224.0860	785763.7642	-0.0043	0.0577
BOGA	602049.8727	512791.1904	602049.8286	512791.2430	-0.0441	0.0526
BOGT	601939.8254	512944.9529	601939.7967	512945.0150	-0.0287	0.0621
BQLA	516424.7603	1218162.8246	516424.7705	1218162.8649	0.0102	0.0403
BUEN	276754.7232	429352.0513	276754.7246	429352.1190	0.0013	0.0678
CALI	329737.5795	373264.3638	329737.5845	373264.4261	0.0050	0.0623
CUCU	776981.0667	873907.1180	776981.0630	873907.1812	-0.0037	0.0633
DORA	537296.5593	602842.4027	537296.5515	602842.4677	-0.0078	0.0650
ESMR	641938.4338	103332.6042	641938.4835	103332.6707	0.0498	0.0664
FQNE	640159.1711	604471.6109	640159.1646	604471.6568	-0.0065	0.0460
GARA	681798.9644	561885.2837	681798.9506	561885.3253	-0.0138	0.0415
IBAG	476177.4380	489445.2632	476177.4360	489445.3130	-0.0021	0.0498
MARA	212892.5808	1181150.1231	212892.5986	1181150.1786	0.0178	0.0555
NEVA	467435.3461	324667.1208	467435.3364	324667.1821	-0.0098	0.0613
PAMP	759657.8195	816904.6364	759657.8159	816904.6852	-0.0036	0.0488
PERA	423539.5120	529765.6638	423539.4839	529765.7273	-0.0281	0.0635
POPA	321963.5074	270145.2579	321963.5101	270145.3126	0.0027	0.0548
PSTO	246607.1587	134037.2693	246607.1546	134037.3255	-0.0042	0.0562
PTEC	558459.0439	9883049.8881	558459.0724	9883049.9605	0.0284	0.0724
QUEM	778569.1898	9973773.5603	778569.1981	9973773.5959	0.0083	0.0356
QUIB	316527.5366	630265.5176	316527.5328	630265.5594	-0.0038	0.0418
QVEC	670292.4928	9888075.0346	670292.5117	9888075.0818	0.0189	0.0472
RIOH	732359.7264	1273589.4858	732359.7488	1273589.5321	0.0225	0.0463
SAMA	588739.7550	1241007.8986	588739.7801	1241007.9644	0.0251	0.0658
SINC	457425.3811	1029766.7010	457425.3861	1029766.7442	0.0050	0.0431
SNLR	739570.5531	142963.6477	739570.5752	142963.6730	0.0221	0.0253
TUNA	681241.2161	611646.5922	681241.2058	611646.6537	-0.0103	0.0616
VALL	691320.0385	1158347.3176	691320.0570	1158347.3708	0.0185	0.0532
ZARZ	381546.9031	486047.8480	381546.8982	486047.8933	-0.0049	0.0453

5.1.5 Determinação do pólo de rotação do bloco do Norte dos Andes

O propósito de calcular o pólo de Euler é verificar se o movimento da placa pode ser explicado como a rotação de uma placa fixa. O procedimento usado nesse capítulo foi descrito no capítulo 4.3.2 (Movimento relativo das placas, determinação do pólo de Euler).

Como foi mostrado no capítulo 5.3.3 (Estimação das velocidades em relação à parte estável de Sul-América). Foi aplicado o pólo de rotação NNR-MORVEL56 (Argus et al., 2011) à placa de Sul-América (SA) o que permitiu “zerar” a velocidade da parte estável do continente, chamado de SAE, para poder assim calcular as velocidades residuais para cada uma das estações do bloco do Norte dos Andes (modelo) em relação à placa estável. Como resultado se observou que o ajuste entre os dados modelados e os observados foi muito bom para as velocidades horizontais na parte estável do continente, mas não tanto para as bordas da placa (NZ-SA, ND-SA). A placa de SA equivale a placa SAE +ND+AP+ZE, sendo Sul-américa estável (SAE), bloco do Norte dos Andes (ND), Altiplano (AP) e zona excluída (ZE).

Para verificar essa condição é necessário determinar o pólo de rotação para cada placa e estabelecer se os pólos de rotação de cada segmento são significativamente diferentes. Dado que as velocidades residuais do bloco do Norte dos Andes sugerem que o deslocamento da placa tem componentes de rotação e deformação, o primeiro passo é verificar os polos de rotação para Sul-américa (SA), para a parte estável da placa Sul-americana (SAE), e para o bloco do Norte dos Andes (ND).

Em síntese os passos para determinar e aplicar o pólo de rotação são: 1.) Calcular os vetores do pólo de rotação, 2.) Aplicar o pólo de rotação, o que implica subtrair o modelo calculado das observações. 3.) Propagar a covariância. 4) Estimar a significância das velocidades residuais e das elipses de erro dos polos resultantes. Como primeiro passo foi definido uma área na borda da placa Sul-Americana com resíduos relativamente altos das velocidades em relação ao restante da placa, onde os vetores de velocidade das estações dessa região não foram usados no processo de cálculo do pólo de rotação de Euler. A Tabela 11 mostra o resultado dos testes com os pólos e zeros da placa Sul-Americana e do bloco do Norte dos Andes.

Tabela 11: Parâmetros dos pólos de rotação determinados

Placa	# Estações	$\omega(^{\circ}Ma^{-1})$	$\sigma_{\omega}(^{\circ}Ma^{-1})$	Lat ($^{\circ}E$)	$\sigma_{Lat}(^{\circ})$	Lon ($^{\circ}N$)	$\sigma_{Lon}(^{\circ})$	χ^2_v
SA(SAE+ND+AP+ZE)	166	0.1061	0.0035	-3.3668	4.2132	-125.8115	8.5206	0.84
SAE	126	0.1053	0.0027	-21.9508	1.5432	-117.0034	4.0758	0.91
ND	37	0.1260	0.0120	24.8598	6.2213	-142.3814	63.4085	2.74
ND1	25	0.1220	0.0349	19.9230	3.3111	-134.1507	36.2564	1.20

A Figura 92 mostra os melhores polos de rotação determinados para a placa Sul-Americana (SA e SAE) (Figuras 93 e 94) e para o bloco ND (ND e ND1) (Figuras 95 e 96), assim como para os polos de referência no modelo NNR-MORVEL56, marcados como M56.

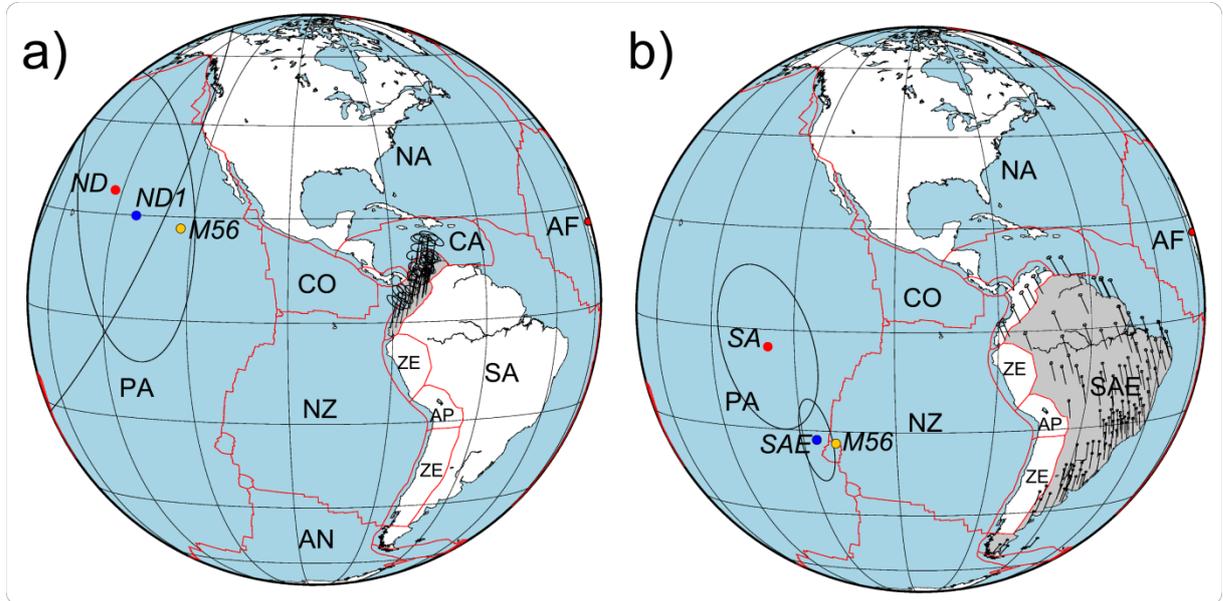


Figura 92: Polos de rotação determinados para as placas ND e SA. a) os polos ND e ND1 são os melhores polos de rotação de Euler para esse bloco (pontos vermelho e azul respectivamente). b) Melhores polos determinados para Sul-américa (SA) e para a parte estável de Sul-américa (SAE) (Pontos vermelho e azul respectivamente). As regiões cinza representam a seção da placa onde é calculado o campo de velocidades usando o pólo de rotação marcado em azul. Os pontos M56 (pontos amarelos) em ambos os casos correspondem aos valores de referência do modelo MORVEL56 (Não foi incluída elipse de erro para esse polo). As elipses de erro estão ao 95% de confiança nas duas figuras.

O ajuste de um pólo de rotação (Equação 200) pode ser considerado bom quando o chi-quadrado χ_v^2 é igual a um (Calais et al., 2006). No caso da parte estável da placa de Sul-américa, foi encontrado um pólo (SAE) compatível (Tabela 11) com o pólo de referência NNR-MORVEL56, usando os vetores de velocidade de uma região sem a influência das bordas da placa (espaços em branco na Figura 94 b). Como foi indicado anteriormente, isso sugere que o deslocamento da região estável de Sul-américa pode ser explicado quase por completo como a rotação de uma placa rígida (Fig. 94).

No entanto, no caso do bloco do Norte dos Andes, foram feitos vários testes removendo os vetores do centro da placa ND que apresentam a maior quantidade de variabilidade, chamando o grupo de vetores resultante de ND1 (Tabela 11). Como resultado a solução do pólo de rotação diminuiu sua incerteza na localização, mas aumentou sua incerteza na velocidade angular. Embora o pólo de rotação ND1 apresente um valor no teste de qualidade do ajuste de 1.2, que pode ser considerado bom.

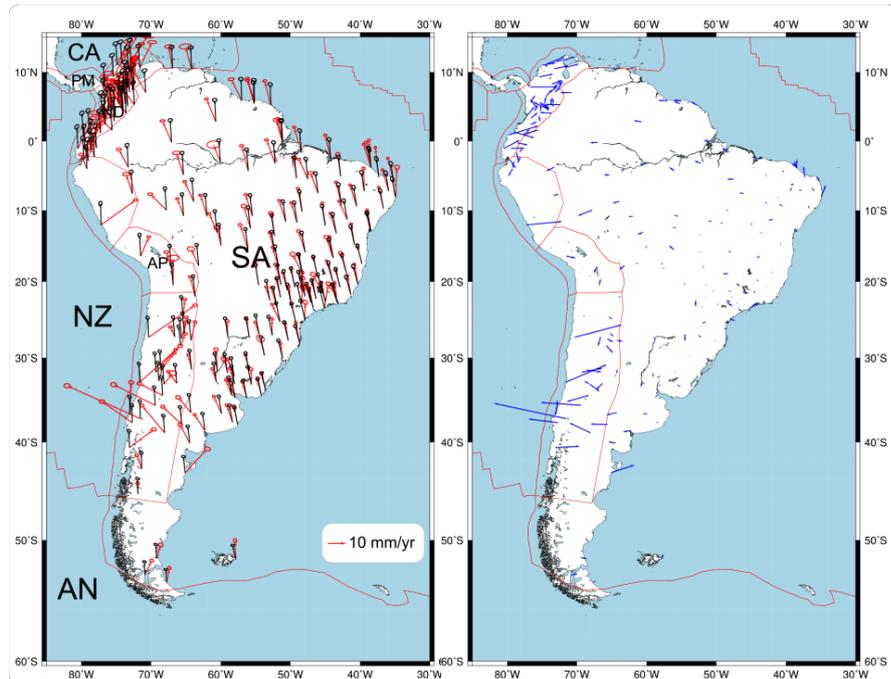


Figura 93: Ajuste dos vetores de velocidade para a placa Sul-Americana com o pólo SA (Tabela 11). Esquerda: Vetores de velocidade observados (setas vermelhas) e calculados (setas pretas). Direita: Resíduos entre os vetores calculados e observados (setas azuis). Podem-se notar os resíduos altos perto da margem de subducção e menores na região intraplaca. As elipses de erro estão ao 95% de confiança nas duas figuras.

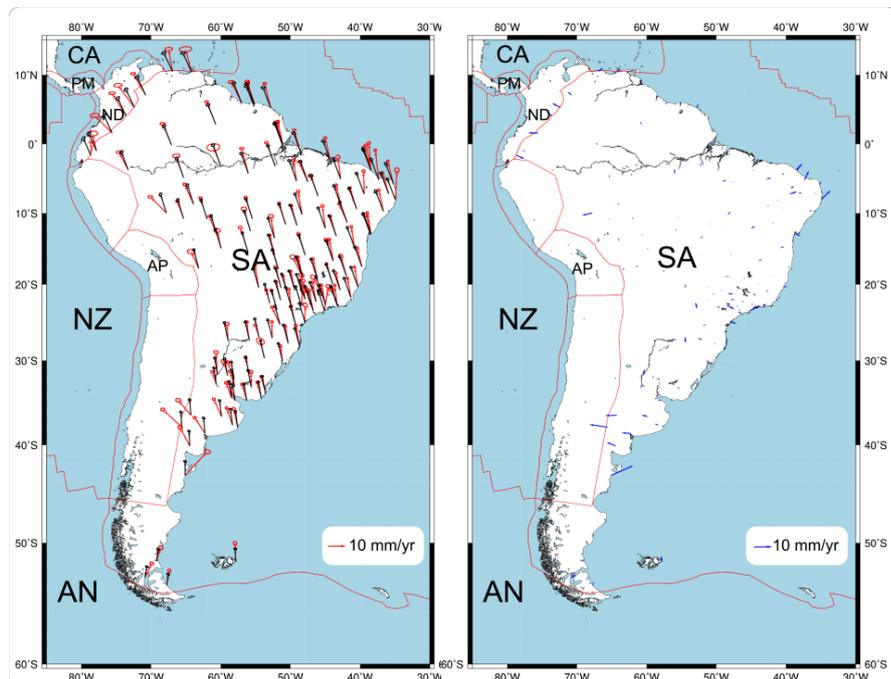


Figura 94: Ajuste dos vetores de velocidade para a parte estável da placa Sul-Americana com o pólo SAE (Tabela 11). Esquerda: Vetores de velocidade observados (setas vermelhas) e calculados (setas pretas). Direita: Resíduos entre os vetores calculados e observados (setas azuis). Pode-se notar os resíduos baixos na região intraplaca. As elipses de erro estão ao 95% de confiança nas duas figuras.

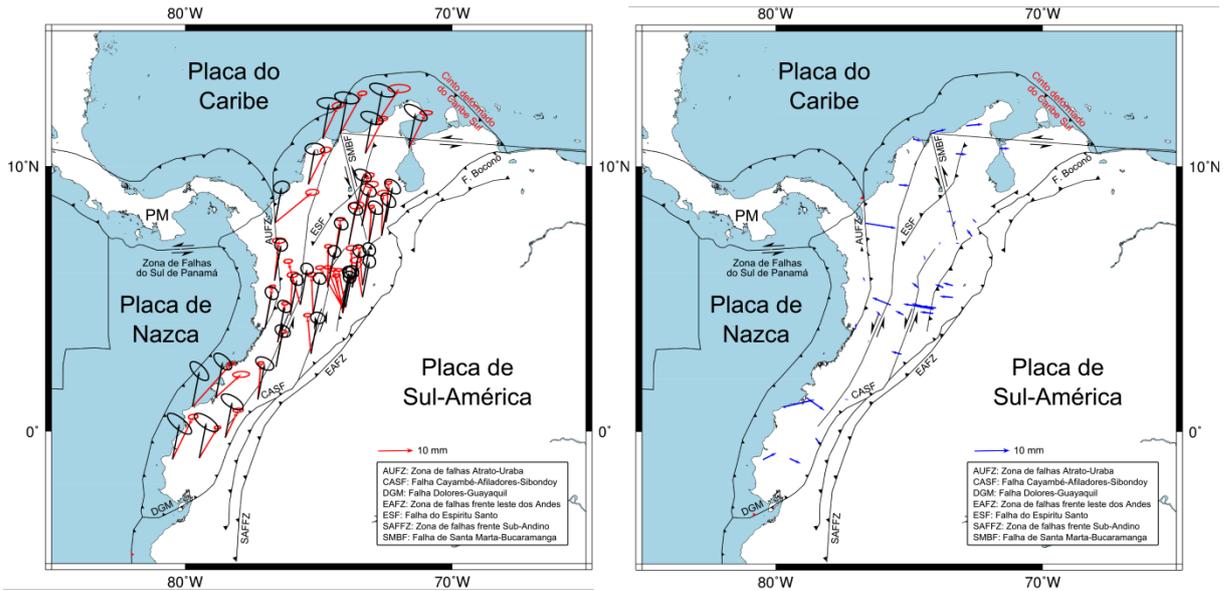


Figura 95: Ajuste dos vetores de velocidade para o bloco ND com o pólo ND (Tabela 11). Esquerda: Vetores de velocidade observados (setas vermelhas) e calculados (setas pretas). Direita: Resíduos entre os vetores calculados e observados (setas azuis). Pode-se notar que na região central do bloco apresenta grande variabilidade dos vetores de velocidade observados e como consequência valores altos nos resíduos. As elipses de erro estão ao 95% de confiança nas duas figuras.

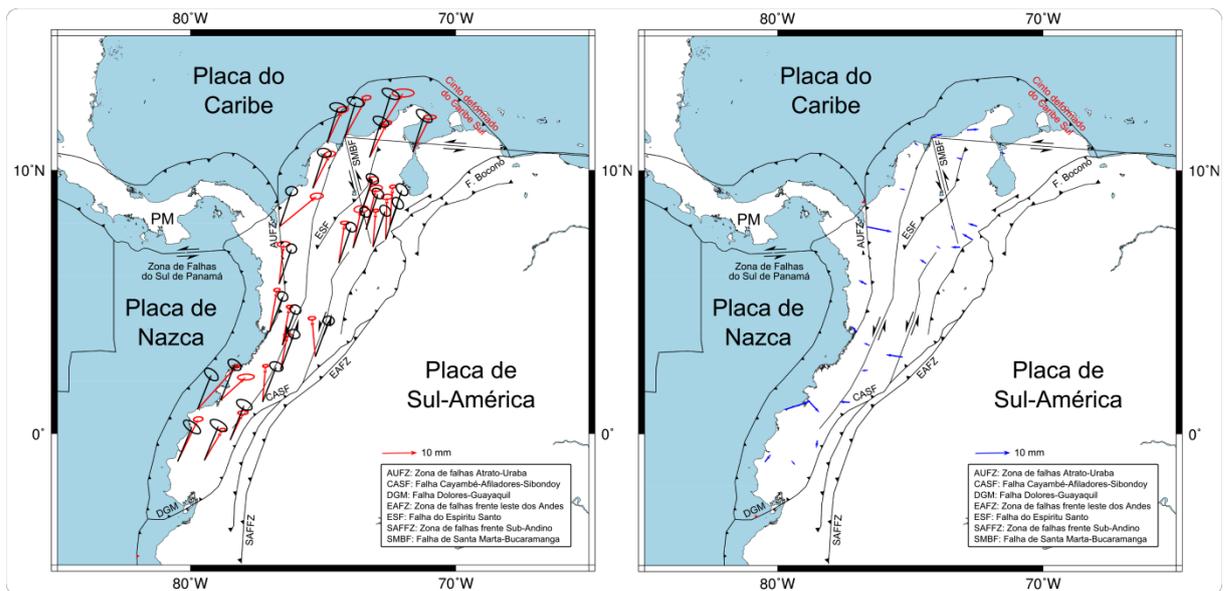


Figura 96: Ajuste dos vetores de velocidade NDI com o pólo SA1 (Tabela 11). Esquerda: Vetores de velocidade observados (setas vermelhas) e calculados (setas pretas). Direita: Resíduos entre os vetores calculados e observados (setas azuis). Pode-se notar que na região central foram removidos os vetores de velocidade, tentando melhorar ao máximo o ajuste do pólo rotação, no entanto a melhora não foi muito significativa (Ver tabela 11). As elipses de erro estão ao 95% de confiança nas duas figuras.

Finalmente, com o intuito de verificar a significância estatística de determinar polos de rotação independentes para o bloco do Norte dos Andes e da parte estável do continente, foi feito um teste de hipótese de Fisher-Snedecor (Stein 1984) para comparar o resultado da estimação para os blocos SA+ND+AP e SA, o teste foi definido assim :

H_0 : todos os dados SA+ND+AP podem ser modelados com uma simples rotação

H_a: não todos os dados podem ser modelados com uma simples rotação

O estatístico usado é:

$$F = \frac{[\chi_{p_1}^2 - \chi_{p_2}^2]/(p_1 - p_2)}{\chi_{p_2}^2/p_2} \quad (229)$$

Onde p_1 e p_2 são os graus de liberdade de cada estimação do campo de velocidades calculado, e o campo é ajustado usando N vetores de velocidade GPS.

Para a placa SA(SA+ND+AP): $p_1=2N-3$, sendo $p_1=2(166)-3=329$

Para a placa SAE: $p_2=2N-3$, sendo $p_2=2(126)-3=249$

$$F = \frac{[34.95 - 18.53]/(329 - 249)}{18.53/249} = 2.75 \quad (230)$$

O valor do estatístico na Tabela é $F_{(80,249)} = 1.332$ sendo que F com 95% teria que ser menor que esse valor para a hipótese não ser rejeitada. O que permite concluir que não todas as seções da placa Sul-Americana podem se modelar como a rotação de uma placa rígida.

5.1.6 Distribuição da deformação

Partindo da conclusão do teste de hipótese feita no capítulo anterior, a qual mostrou que não são todas as seções da placa Sul-Americana que podem se modelar com a rotação de uma placa rígida, se faz necessário determinar a distribuição da deformação horizontal e comprovar o regime transpressional do bloco do Norte dos Andes. Para isto foi usado o método de Calais et al. (2006), descrito no capítulo 4.3.3 (Determinação da deformação e as taxas de rotação intraplaca). Assim, a superfície do bloco do Norte dos Andes foi discretizada dividindo a superfície em triângulos, tomando como vértices 51 estações (Figs. 97 e 98) e calculando, para cada triângulo, o tensor da taxa de deformação e o seu segundo invariante (Fig. 100).

Vários autores têm interpretado a deformação dessa região como o resultado de um regime de natureza transpressional causado pela subducção oblíqua da placa de Nazca, somado a aparente colisão da micro placa de Panamá (Kellogg & Vega, 1995). Os tipos de estruturas que se desenvolvem em bordas convergentes que envolvem subducção são diferentes dependendo do ângulo de convergência entre as placas. Por exemplo, podem-se

encontrar feições de cavalgamento se a convergência fosse perpendicular, feições transcorrentes se for quase paralela. Já no caso de regimes de natureza transpressional ou transtensional, as feições das estruturas resultantes são muito variadas sendo expressões compostas do encurtamento e do movimento transcorrente (Fossen, 2010), mas podem-se apresentar estruturas próprias desse tipo de subducção como, por exemplo, as chamadas curvas de restrição (*restraining bend*) como no caso do bloco do Norte dos Andes, onde Velandia et al. (2010) apresentaram curvas de restrição na borda entre as placas Sul-Americana e bloco do Norte dos Andes.

O desprendimento de blocos durante a subducção oblíqua foi documentada anteriormente (Fitch 1972; Jarrad 1986; McCaffrey 1996, 2002), usando várias metodologias. McCaffrey (1996), por exemplo, usou a análise do desvio do slip em terremotos em zonas de subducção em comparação com os calculados para o movimento das placas. Ele mostrou que quase a metade das placas nas zonas de subducção tem blocos móveis de ante-arco. O mesmo autor, em trabalho posterior (McCaffrey 2002), define dois importantes impactos no campo de velocidades em uma região com subducção oblíqua com desprendimento de blocos: 1) o próprio movimento da placa causa rotação em relação ao resto da placa original o que produz gradientes horizontais mensuráveis nas velocidades do bloco, e 2) o movimento do bloco muda a direção e a taxa de convergência na zona de subducção, porque a convergência não ocorre mais somente entre as placas originais e sim entre todas as placas envolvidas. Sendo que esses dois fatores estão relacionados, mas não interatuam de um modo simples. Contudo, as taxas de deformação irão refletir o novo vetor de convergência como resultado do acoplamento entre as placas. A Figura mostra 97 o resultado do cálculo dos tensores da taxa de deformação. O tensor é calculado no centróide de cada triângulo, as setas indicam o tipo de deformação sendo convergentes para a contração, e divergentes para extensão, a cor dos triângulos indicam a significância do nível de confiança. O mapa resultante indica que a maior parte dos tensores calculados nas áreas discretas da placa tem significância maior de 95%, sendo que os eixos principais de compressão dos tensores são consistentes com o encurtamento perpendicular, deformação permanente e falhamentos inversos. Já no caso da borda placas ND e SA os tensores mostram uma combinação de compressão WNW-ESE e extensão NNE-SSW.

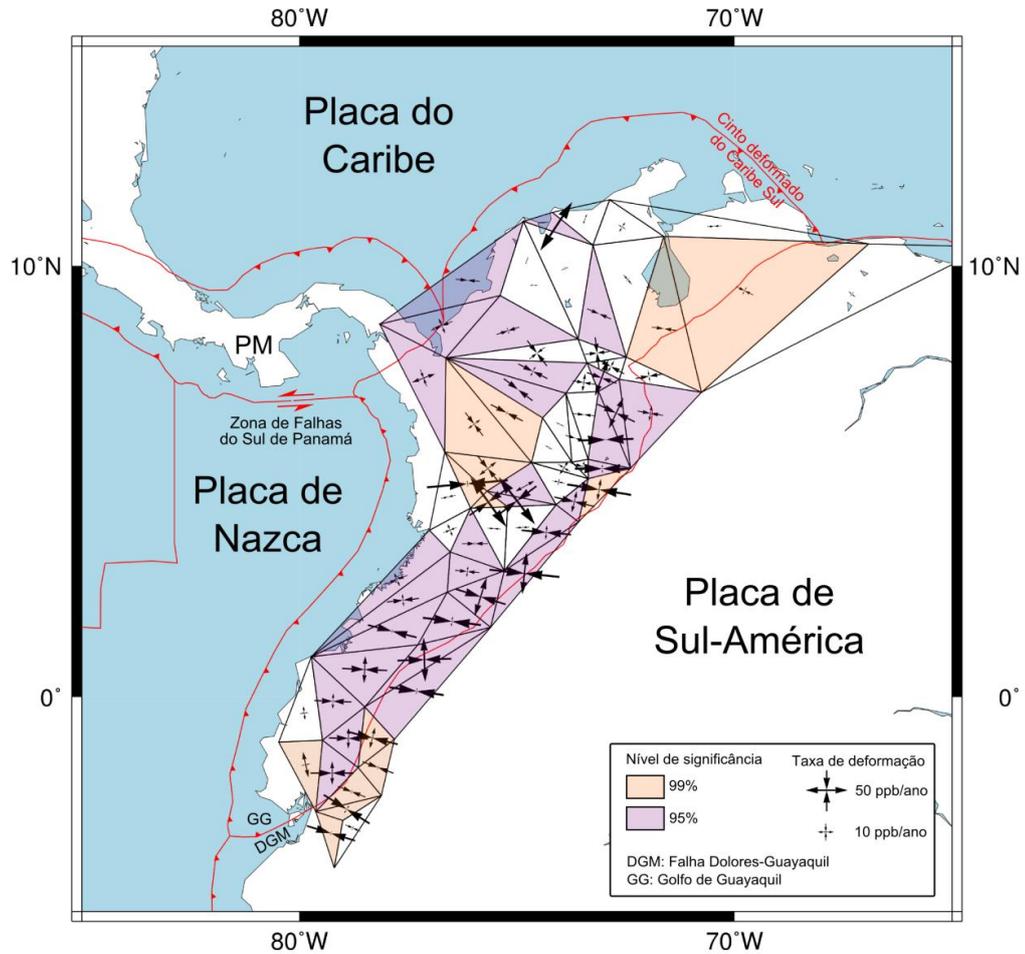


Figura 97: Triangulação da rede GNSS e eixos principais do tensor de taxa de deformação. O tensor é calculado no centróide de cada triângulo, as setas convergentes indicam deformação de contração, as setas divergentes indicam deformação de extensão, a cor dos triângulos indicam a significância a 95% e 99% do nível de confiança respectivamente, os triângulos brancos indicam significância inferior a 95%.



Figura 98: Eixos principais do tensor de taxa de deformação e as principais falhas geológicas dentro do bloco. Nota-se o aumento na obliquidade dos eixos de compressão dentro do bloco do Norte dos Andes, girando sistematicamente como descrito por McCaffrey (2002) para zonas de subducção oblíquas com e particionamento do *slip*. As setas convergentes indicam deformação de contração, as setas divergentes indicam deformação de extensão, as principais falhas dentro do bloco estão indicadas em preto e os limites das placas em vermelho.

A Figura 98 mostra um aumento gradual na obliquidade dos eixos principais dos tensores da taxa de deformação, desde a zona de transição na falha Dolores-Guayaquil (DGM) até a zona de falhas do frente leste dos Andes (EAFZ). Esta rotação está relacionada com a mudança de direção dos vetores de velocidade que ficam mais paralelos a margem entre a placa desprendida (ND) e a placa original (SA). Segundo McCaffrey (2002) este tipo de rotação ocorre porque o valor da componente da velocidade normal à trincheira diminui rapidamente em direção ao interior do bloco. Enquanto a velocidade da componente paralela (devida ao movimento do bloco) decai mais devagar. Em consequência se produz particionamento do *slip* entre falhas inversas e *strike-slip*. Assim, quando o movimento ocorre, a deformação de corte gera uma falha que separa o bloco da placa original, sendo que o eixo principal da deformação no limite dentro do bloco será principalmente de contração

uniaxial, normal a margem (Savage & Lisowski, 1988). Assim, se existir o movimento do bloco despreendido o particionamento do *slip* dependerá do ângulo da obliquidade e será revelado pelas taxas de contração principal, mostrando que os eixos da compressão vão apresentar uma tendência a ser mais normais a margem e maiores que a obliquidade da placa (McCaffrey 2002). A Figura 99 mostra as taxas de rotação calculadas nos centróides dos triângulos, sendo consistentes com o movimento de rotação causado pela subducção oblíqua da placa de Nazca.

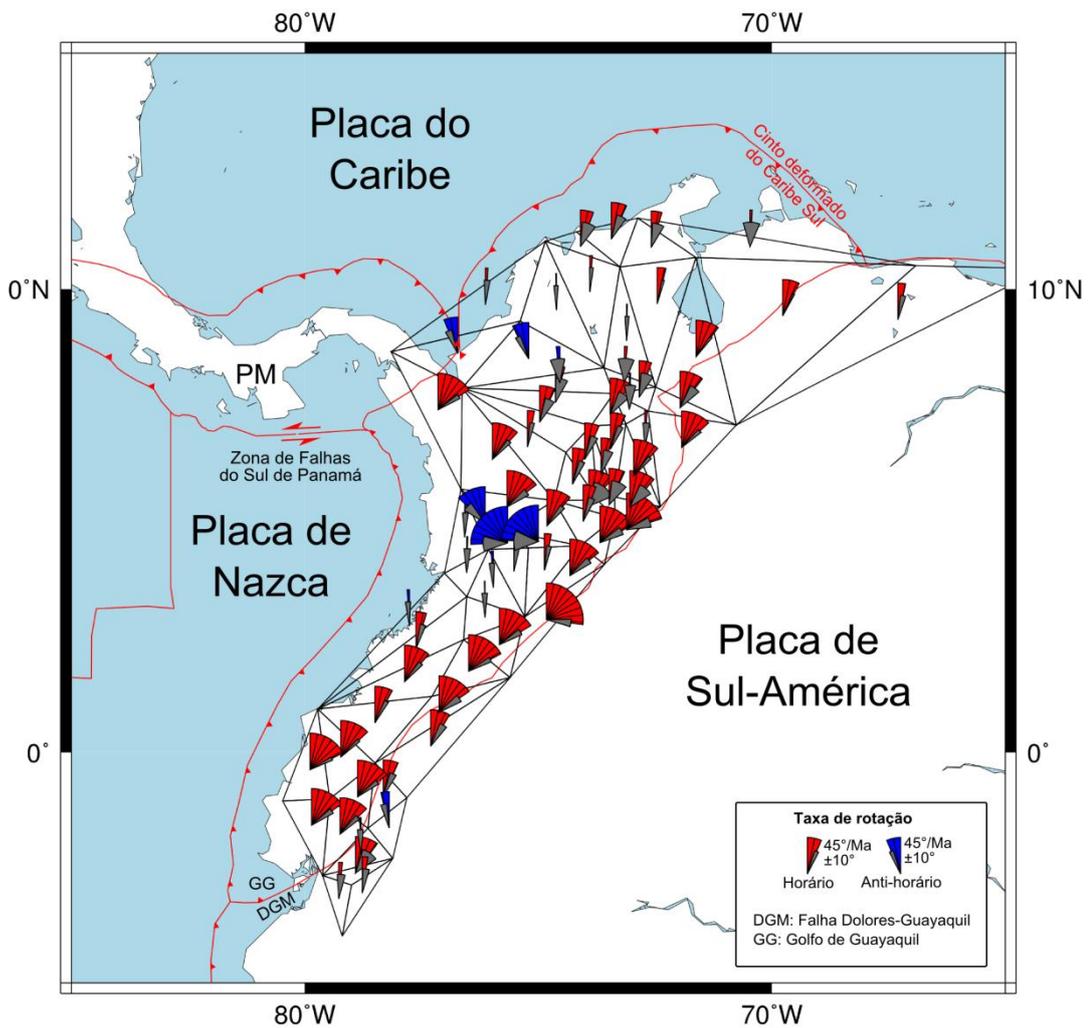


Figura 99: Taxas de rotação do bloco. Nota-se que as rotações em relação à placa Sul-Americana têm orientação horária quase homogênea, salvo algumas regiões com rotações anti-horárias com possível influência local. Esse movimento de rotação pode ser explicado principalmente pela subducção oblíqua da placa de Nazca. As cunhas mostram taxas de rotação horária (vermelhas) e anti-horária (Azuis), as cunhas cinza indicam a incerteza da rotação.

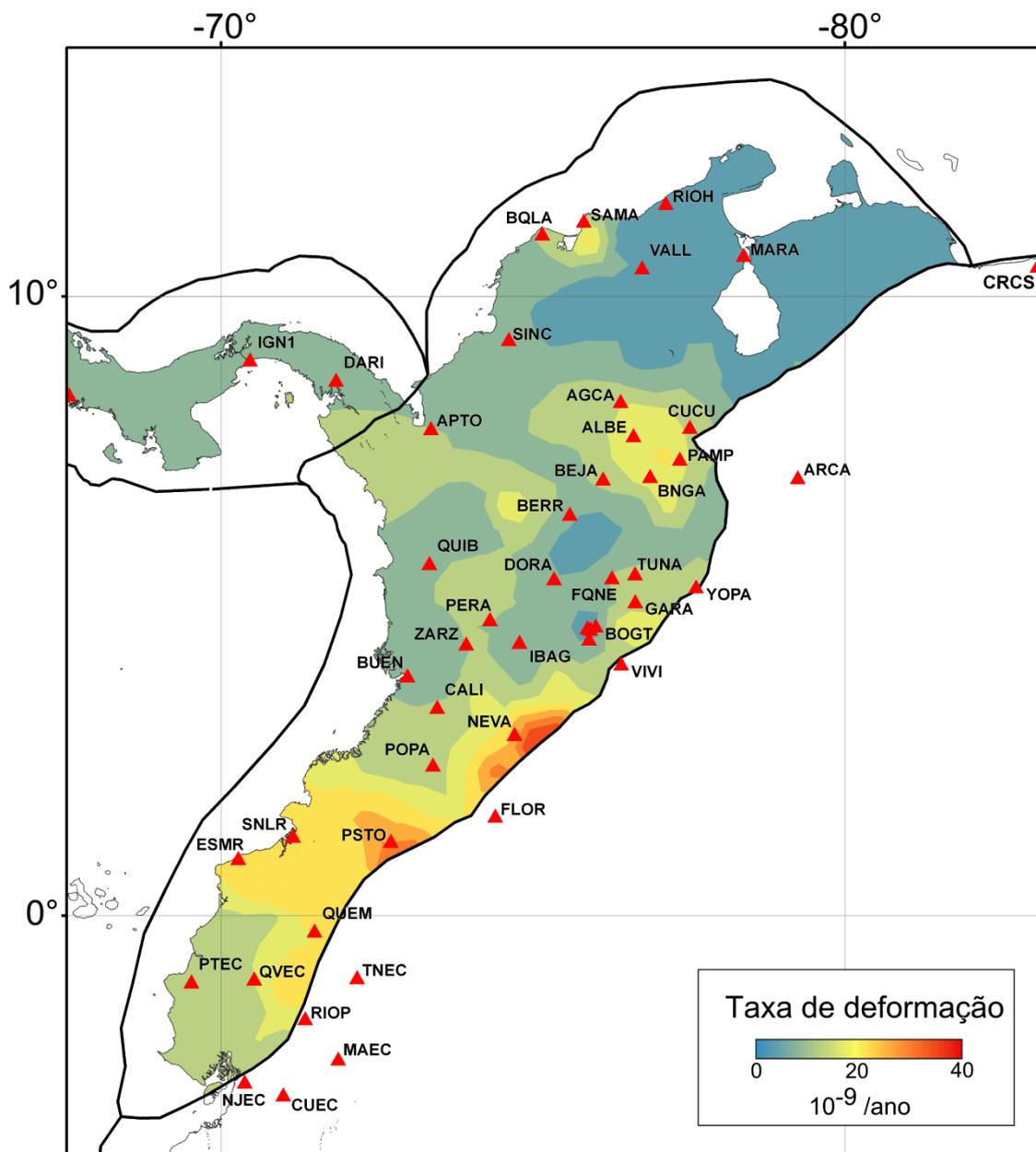


Figura 100: Segundo invariante do tensor da taxa de deformação calculado com a segmentação da placa em triângulos. Nota-se que a maior parte do bloco apresenta taxas de deformação pouco significativas menores que 3×10^{-9} /ano. Embora no sul do bloco a deformação efetiva é maior, mas não apresenta uma relação clara e direta com a sismicidade.

A Figura 100 mostra o segundo invariante do tensor da taxa de deformação ou taxa efetiva de deformação dada por $\dot{E} = \sqrt{\dot{\epsilon}_{ij}\dot{\epsilon}_{ij}/2}$, Onde $\dot{\epsilon}_{ij}$ são as componentes do tensor. Na maior parte do bloco a taxa de deformação efetiva não é significativa aos 95%, sendo menor que 3×10^{-9} /ano, que corresponde à máxima precisão do GPS (Calais et al., 2006). Sendo que essas regiões com taxas menores estariam associadas a regiões mais estáveis dentro da placa. Mas algumas regiões também apresentam valores de deformação entre $2 - 3 \times 10^{-8}$ /ano, como o caso da região do ninho sísmico de Bucaramanga (BNGA, PAMP, CUCU, ALBE e AGCA), perto da estação NEVA e PSTO no sul da Colômbia e as estações

ESMR, SNLR e QUEM no Equador o que não é uma clara associação com a sismicidade regional. Já que, por exemplo, no caso particular do limite das placas perto das estações PSTO e NEVA o valor da taxa efetiva de deformação indica uma área com grande deformação, mas apresenta quase completa ausência de sismicidade (ver Figura 2) (Gutscher 1999; Bourdon et al., 2003; Egbue & Kellogg 2010). Este resultado soma um elemento adicional ao intenso debate em torno das causas, mas é notável que existe consenso que um dos elementos que tem um papel principal nessa baixa sismicidade é a colisão da cordilheira oceânica Carnegie.

5.2 Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo intraplaca (~10 km) de Quetame, Colômbia 2008

Os resultados apresentados neste capítulo foram publicados originalmente por Dicelis et al. (2016) no artigo “Estimating the 2008 Quetame (Colombia) earthquake source parameters from seismic data and InSAR measurements” na revista *SAMES (Journal of South American Earth Sciences)*. Este capítulo apresenta o resultado do análise do terremoto de 2008 em Quetame, Colombia, integrando diferentes fontes de informação (sismológica e geodésica) em escalas espaciais variadas (local, regional, telessísmica) para estimar os parâmetros de origem do sismo de Quetame, 2008. Os resultados permitem inferir que esse evento foi um sismo strike-slip lateral-direito, alinhado com o sistema de falhas frontal dos Andes leste, o que indica que é um claro exemplo de um sismo de “escapamento” do bloco do Norte dos Andes.

No dia 24 de maio de 2008, às 19:20 UTC, um sismo Mw 5.9 atingiu o centro da Colômbia. O Serviço Geológico da Colômbia (SGC) localizou o seu hipocentro do sismo ao sudeste da capital Bogotá, a uma profundidade de 0,3 km (Erazo & Tovar, 2010). O sismo afetou cinco municípios do departamento de Cundinamarca: Quetame, Fosca, Guayabetal, Fômeque, Bogotá e El Calvario, no departamento do Meta, com saldo de seis mortes, 65 feridos e a destruição das casas, deixando 9.000 pessoas desabrigadas.

A rede nacional permanente da Colômbia (RSNC) é escassa nessa área, apenas uma estação (CHI) a 70 km do evento principal (triângulo preto da Figura 101), o que fez com que a determinação precisa do hipocentro fosse muito difícil. As localizações do evento principal feito pela RSNC e por outras agências (NEIC, ISC, GCMT e IDC) diferem em até 20 km horizontalmente e, as estimativas de profundidade variam de 0 a 35 Km (Tabela 12). Dois

dias após o sismo, o SGC instalou uma rede temporária de 9 estações de banda larga de 3 componentes (Fig. 101). Entre maio de 2008 e fevereiro de 2009, o evento principal foi seguido por uma sequência de ~1.000 eventos.

Tabela 12: Localizações e parâmetros da fonte publicados para o terremoto de 2008 Quetame (2008/05/24 19:20:43.85) por diferentes agencias

Referencia	Lat (°)	Lon (°)	Profundidade (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Momento, dina-cm	Mw
RNSC ¹	4.400	-73.813	0.3					5.6
GCMT	4.320	-73.790	14.7	196	82	-179	7.60x10 ²⁴	5.9
IDC	4.413	-73.660	0.0					
ISC	4.472	-73.683	10.0*					
NEIC	4.330	-73.764	8.9					
Neste estudo RSTT	4.411 ±0.02	-73.767 ±0.02	10.0*	193**	84**	-176**		5.82** ±0.1
Neste estudo HypoDD	4.454 ±0.01	-73.737 ±0.01	10.2±1	200±5	85±4			
Neste estudo InSAR	4.412 ±0.05	-73.745 ±0.05	9.5 ±1	195 ±3	83 ±4	-171±2	9.9x10 ²⁴	6.0 ±0.1

1. Estudo não publicado pelo SGC (Erazo & Tovar 2010)

* Parâmetro fixo.

** Derivado do mecanismo focal obtido usando as primeiras chegadas das ondas P. Mw derivado da inversão da forma de onda com ISOLA.

5.2.1 Área de estudo

O sismo de 2008 ocorreu em uma região sismicamente ativa nas montanhas da cordilheira oriental da Colômbia. Uma combinação de fatores geológicos e climáticos é responsável pela topografia dessa região, incluindo a erosão severa ao longo do costado sudeste da cordilheira (Mora et al., 2010), onde as elevações atingem entre 1500 e 4500m. A base rochosa consiste principalmente em rochas sedimentares paleozóicas e cenozóicas nas terras altas, e em sedimentares mesozóicos e rochas cenozóicas parcialmente cobertas por sedimentos quaternários no costado sudeste da montanha (Cortés et al., 2005) (Fig. 101).

As principais tendências de falhas que têm sido reconhecidas na Cordilheira Oriental são três: 1) NW-SE: falha Rio Negro e El Tabor, 2) NE-SW: paralela à cordilheira oriental, incluindo os sistemas de falhas inversas de Blanca, Naranjal, Servitá, Quetame e Santa Rosa, e 3) EW: as falhas Río Blanco, Quebrada Honda, e Pescado. A Figura 101 mostra as principais falhas na área de estudo. O sistema de falhas NE-SW é paralelo ao limite tectônico entre o bloco andino e a placa estável Sul-Americana (Pennington, 1981; Aggarwal, 1983;

Freymueller et al., 1993; Kellogg e Vega, 1995; Trenkamp et al., 2002; Colmenares e Zoback 2003).

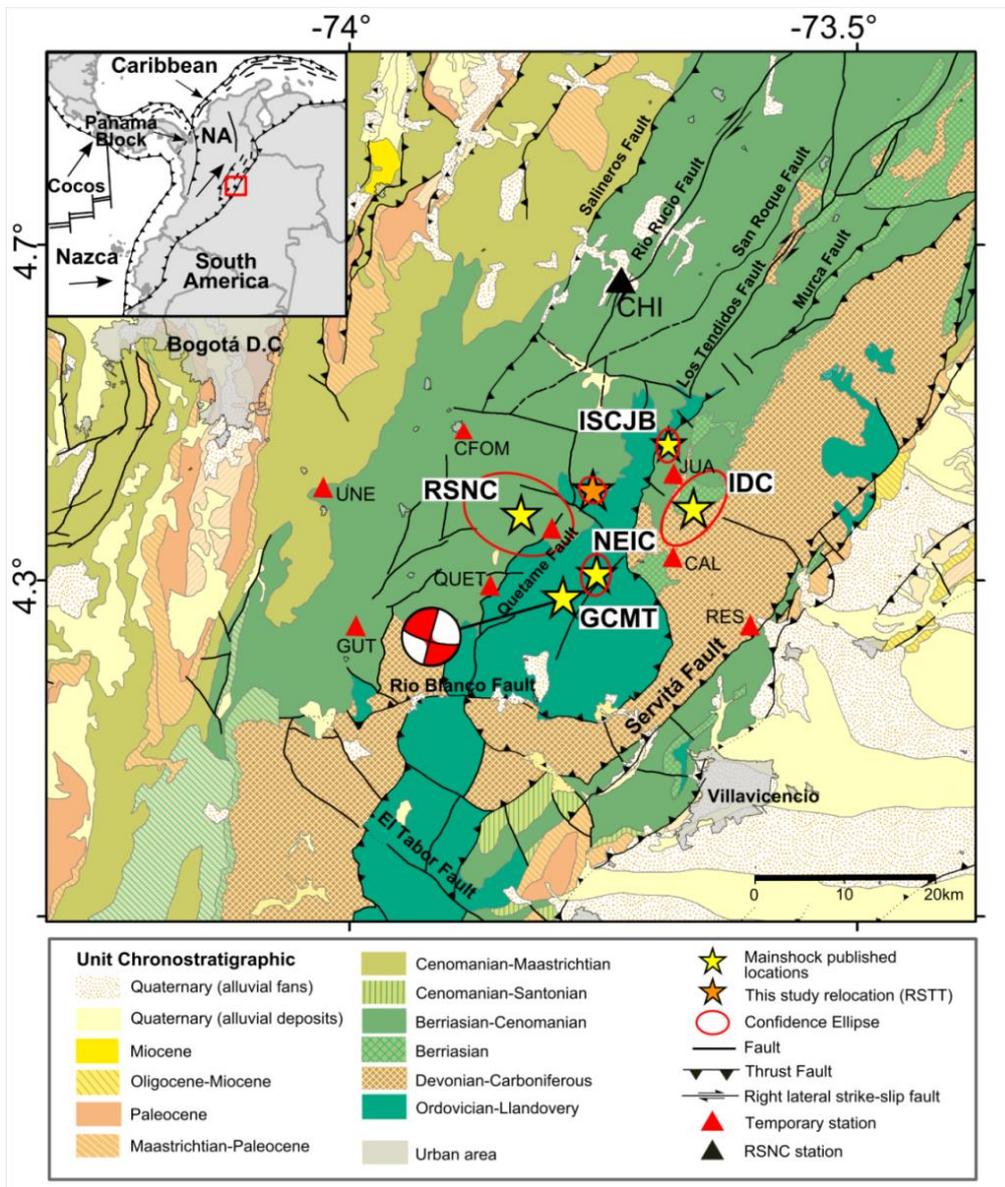


Figura 101: Mapa geológico da área de estudo, as estrelas amarelas indicam as várias localizações estimadas do epicentro para o sismo Quetame 2008 (ver tabela 12), a estrela laranja marca a localização preferida obtida neste estudo utilizando RSTT. As estimativas da localização do epicentro variam em até 20km na horizontal, e as estimativas de profundidade variam de 0 a 35km (Atlas Geológico da Colômbia, 1:500:000 Ingeominas 2015). Os triângulos sólidos vermelhos são as estações temporárias (uma estação está por fora do quadro do mapa). O triângulo preto sólido é uma estação da rede permanente. A bola de praia indica o mecanismo focal determinado pela GMCT. Requadro: mapa de localização tectônica regional. O bloco Andino Norte (AN) está cercado pelas placas oceânica de Nazca e do Caribe, a placa Sul-Americana continental e a micro-placa do Panamá. A seta preta indica a direção de translação do bloco rígido do bloco AN e o "escapamento" para o nordeste. A caixa vermelha pequena indica a área de estudo. Modificado: Dicelis et al., 2016.

Os mecanismos focais dos sismos nesse bloco são geralmente bimodais: 1) falhas inversas com eixos P na direção NW-SE, causando espessamento da crosta que resultam em deformação permanente, encurtamento e formação de montanhas, e 2) falhamentos transcorrentes destrais (eixos P orientados ENE-WSW) que resultam em translação rígida do

bloco Na e em aparente "escapamento" para o nordeste (Fig. 102) (Ego et al., 1996, Corredor, 2003; Cortés e Angelier, 2005; Egbue e Kellogg, 2010; Egbue et al., 2014).

O estudo preliminar do evento principal e das réplicas por RSNC sugeriu uma distribuição orientada NE-SW, com uma profundidade de 0,3 km, para o evento principal ML 5,7 e epicentro a 4,40°N e 73,81°W. O Global Centroid Moment Tensor Catalogue (GCMT) estimou em Mw 5.9 a magnitude do evento principal (Tabela 12), com dois planos nodais NP1: 196° strike, 82° dip e NP2: 106° strike, 89° dip.

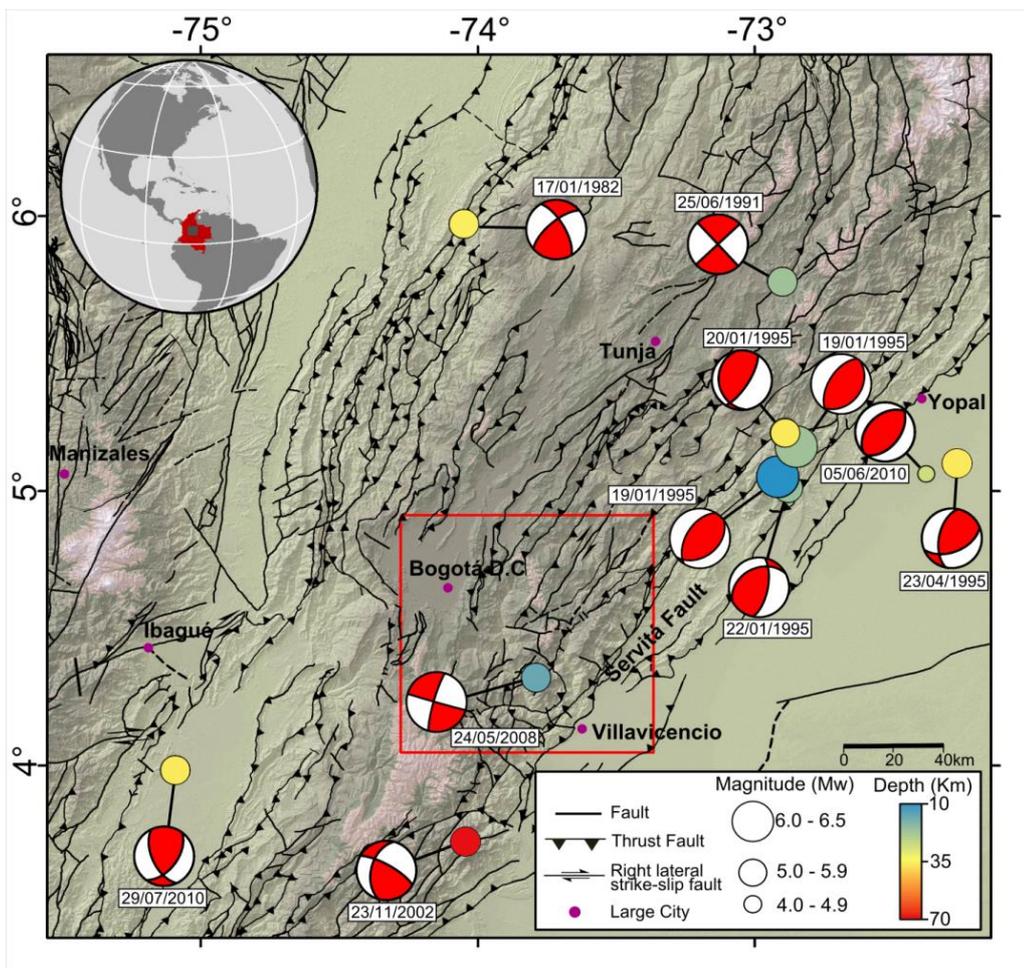


Figura 102: Mecanismos focais dos sismos no bloco do Norte dos Andes são geralmente bimodais: 1) Falhas invertidas orientadas NW-SE e 2) falhamento transcorrente destal (eixos P orientados ENE-WSW). A caixa vermelha indica a área de estudo da Figura. Fonte dos mecanismos: GCMT. Requadro: A caixa preta indica a área de extensão do mapa. Modificado: Dicelis et al., (2016).

5.2.2 Relocalização do evento principal e das réplicas.

O evento principal (Fig. 101) foi relocalizado com o método RSTT (*Regional Seismic Travel Times*) de Myers et al. (2010), descrito no capítulo 4.4.1. (Localização absoluta usando o método RSTT). Foi usado um modelo RSTT atualizado da América do Sul baseado em

tomografia sísmica de Assumpção et al. (2013a, b), que ajustou a velocidade média da crosta, a velocidade do manto na Moho e o gradiente de velocidade do manto em cada nó; para isto, foram incorporadas as espessuras da crosta. Na região andina do sul da Colômbia, as espessuras da crosta parecem estar próximas da média continental global (~40 km). Embora no bloco do Norte dos Andes (Equador, Colômbia e Venezuela), as espessuras da crosta variam de 30 km em estações próximas à costa, até 50 km nas áreas mais altas dos Andes, o que representa uma melhoria em relação ao modelo 1D de 35 km de espessura utilizado pelo RSNC.

As localizações determinadas usando dados da rede nacional (RSNC) ou com estações telessísmicas (NEIC, ISC) têm erros em torno de 10 a 20 km (ver Fig. 101). Utilizando as estações temporárias mais próximas, as localizações absolutas das réplicas têm erros menores (alguns km). Assim sendo, e usando hypoDD para realocar o evento principal juntamente com as réplicas (usando tanto a rede local quanto a regional), foi melhorada significativamente a localização absoluta do evento principal.

As réplicas foram realocadas com base na idéia de que a similaridade da forma de onda é causada pela proximidade na localização do hipocentro e pela semelhança nos mecanismos focais entre os diferentes eventos. Assim, determinando a correlação cruzada dessas formas de onda se estabelece uma medida de similaridade das formas de onda e uma estimativa da defasagem do tempo entre os traços (Waldhauser e Ellsworth, 2000; Schaff e Waldhauser, 2005; Cleveland e Ammon, 2013), o que permitiu melhorar os tempos de chegada das ondas P e S. Foram usadas as formas de onda das 60 réplicas mais claras registradas em 22 estações, tanto temporárias quanto permanentes, com uma distância mínima variando de 6 a 10 km (Fig. 103).

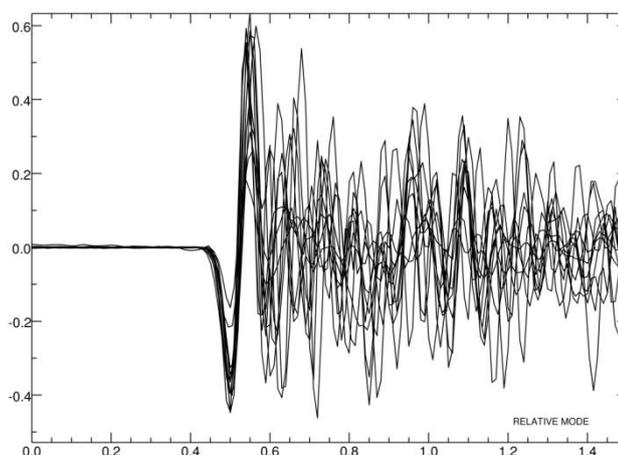


Figura 103: Exemplo de alinhamento da chegada das ondas P (componente vertical) na estação CHI após correlação cruzada. A amplitude foi normalizada e o tempo da janela de correlação está em segundos Modificado: Dicelis et al., 2016.

Os eventos foram combinados em uma matriz de correlação cruzada que permitiu determinar a correlação nas mesmas estações para todos os pares de eventos (Got et al., 1994) com o programa CORR do pacote de software SEISAN (Haskov e Ottemoller, 2010). Com esse procedimento, foi obtido o conjunto mais consistente de tempos de percurso de 31 eventos.

Assumindo que as separações hipocentrais entre as réplicas do evento Quetame 2008 são pequenas em comparação com a distância evento-estação, os efeitos dos erros na estrutura podem ser eficazmente minimizados por métodos de localização relativa (Poupinet et al, 1984; Fremont & Malone 1987; Got et al 1984). Foram determinadas as realocações relativas dos eventos usando o método de duplas diferenças (Waldhauser e Ellsworth, 2000; Waldhauser, 2001) com o código HypoDD2. Este programa permite a realocação dos eventos diminuindo os efeitos de erros de medição e incertezas do modelo de velocidades, e evita a necessidade de correções da estação. O código de HypoDD aceita o uso de catálogo fases P e S e tempos de percurso de alta precisão determinados com correlação cruzada ou uma combinação de ambos. Nesse processo foram utilizados os tempos de chegada dos 31 eventos determinados com correlação cruzada e o com o catálogo de chegadas das ondas P e S para 61 eventos (60 réplicas e a localização inicial RSTT do evento principal). O evento principal não foi utilizado no processo de correlação cruzada porque não foi registrado pela rede temporária, e sua forma de onda (registrado pela rede permanente) foi muito diferente da forma das réplicas, mas foi incluído na realocação relativa. Foram identificados 30 eventos agrupados incluindo o evento principal.

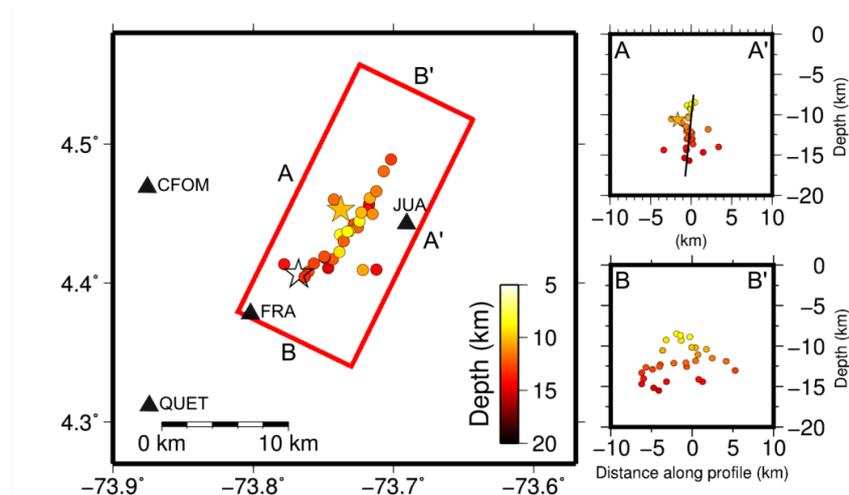


Figura 104: Painel esquerdo: Mapa das realocações relativas obtidas com o método de duplas diferenças, mostrando uma tendência linear clara das réplicas orientadas em NNE-SSW, a caixa vermelha indica a orientação dos cortes transversais. O painel superior direito mostra o corte transversal ao longo do perfil AA'(N110°E) por toda a extensão da falha, com um ângulo dip íngreme de 85° para o noroeste. O painel inferior direito mostra o corte transversal ao longo do perfil NE-SW BB'(N20° E). A estrela aberta é a localização RSTT do evento principal, a estrela amarela é realocação obtida por dupla diferenças do evento

principal. Os triângulos negros sólidos são as estações mais próximas da rede temporária. Modificado: Dicelis et al., 2016.

A incerteza média do grupo foi de 0,6 km de profundidade, 1,0 km na direção norte-sul, e 0,6 km na direção leste-oeste. 31 eventos foram identificados como isolados (hypoDD elimina eventos que perdem ligação como um resultado da ponderação de pesos, devido à remoção de atípicos). A Figura 104 mostra as localizações obtidas usando duplas diferenças com base nos dados do catálogo e da correlação cruzada.

A maior parte das réplicas está alinhada e agrupada em profundidade em um plano notavelmente estreito NNE-SSW (020°) e com ângulo de mergulho íngreme (85°) para o nordeste. O alinhamento dos epicentros coincide com o strike do mecanismo da falha do evento principal, o cluster confirma a melhoria da relocalização do evento principal (Fig. 104).

5.2.3 Determinação sismológica da geometria do plano de falha

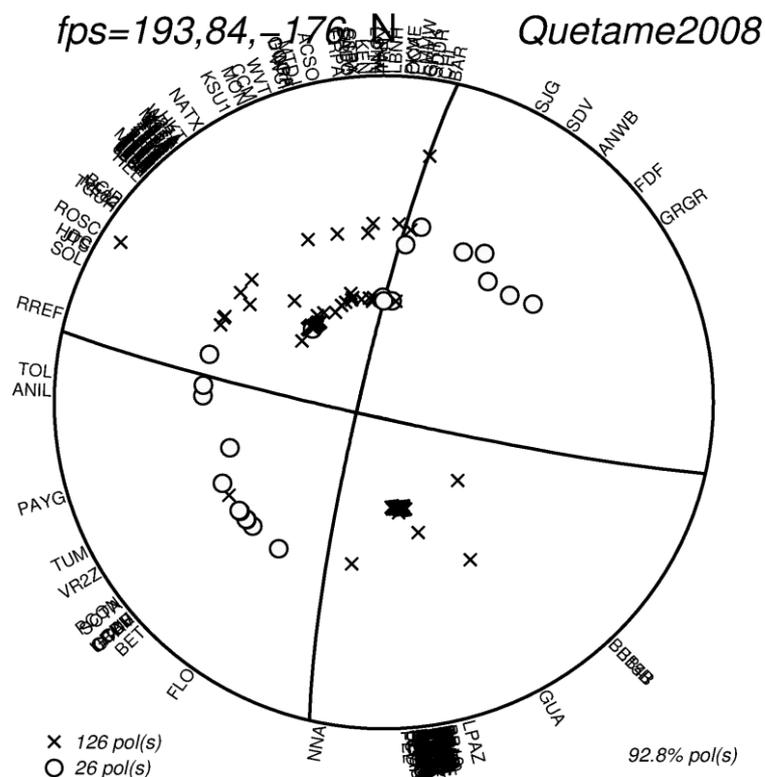


Figura 105: Solução do plano de falha do evento principal de Quetame, os X representam dilatação e os círculos compressão. Um dos planos nodais tem strike 193° e dip 84° para o NW, o que corresponde com um mecanismo strike-slip de rake -176° . 92,8% das 152 polaridades do mecanismo concordam com o mecanismo. Modificado: Dicelis et al., 2016.

A fim de estimar e restringir uma solução de plano de falha foram lidas as primeiras chegadas P em 81 estações das redes: IRIS-USGS (II e IU), Mednet (MN), USArray (US-REF) e Caribe (CU) até uma distância de 40°. Também foram usadas as fases de 22 estações da RSNC, até uma distância de 1.000 km. A Figura 105 mostra o mecanismo focal do evento principal de 24 de maio de 2008, obtido usando as polaridades da primeira chegada da onda P. Nota-se uma falha strike-slip bem restrita. O plano nodal com strike de 193°, dip 84° para a NW e rake -176° (Fig. 105) está de acordo com o plano estimado pela realocização das réplicas (strike 200°, dip 85°, dada pelo ajuste do plano para os hipocentros relocizados).

Para confirmar esse mecanismo focal foi usada inversão de forma de onda regional com o código ISOLA (ISOLated Asperities; Sokos e Zahradník, 2008), com duas estações banda larga de 3-componentes (RREF e HEL), dentro de 300km do sismo; outras estações próximas não foram usadas porque estavam saturadas. A qualidade da solução foi verificada quantificando a variabilidade das soluções dos mecanismos focais na posição de origem e no tempo. A avaliação não se baseia unicamente nos ajustes da forma de onda para quantificar a qualidade das soluções. Essa avaliação foi feita usando dois indicadores de qualidade: Redução da Variância (VR) e Número Condição (CN). A VR de 80% indica um bom ajuste para a solução, embora a VR sozinha não possa garantir uma solução confiável porque uma elevada VR para um mecanismo errôneo utilizando somente poucas estações. Por outro lado, um baixo CN = 2.1 indica um problema bem condicionado, como definido por Sokos e Zahradník (2012). Assim, usados em conjunto os dois números, indicam a possibilidade de uma solução mais fiável.

Seguindo a metodologia apresentada por Dias et al. (2016), para cada estação foi determinado um modelo de velocidade obtidos utilizando dispersão das ondas de superfície Rayleigh e Love, para isto se faz a suposição de razão constante da V_p/V_s . Assim, com a dispersão das ondas de superfície somente é possível obter o perfil de velocidade de onda S, o perfil da onda P é derivado usando uma razão V_p/V_s constante. Os modelos de velocidade específicos para cada estação foram utilizados para calcular as funções de Green, fixando a localização RSTT (ver Tabela 12) e com profundidades variando entre 4 e 25 km.

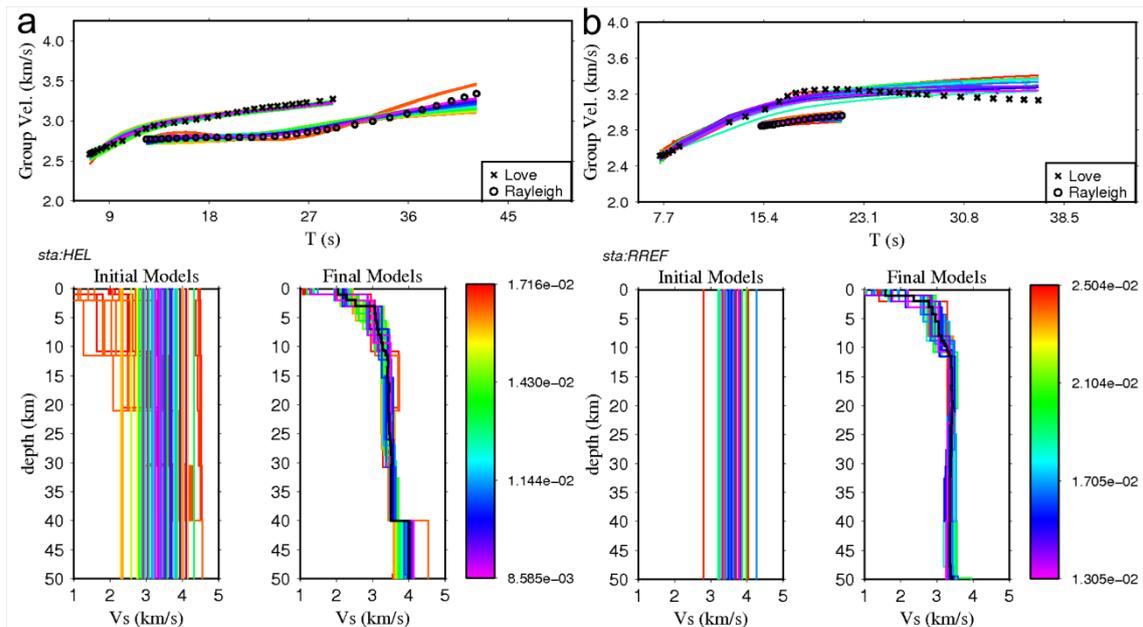


Figura 106: Modelos de velocidades para as estações HEL (esquerda) e RREF (direita), obtidos utilizando dispersão das ondas de superfície Rayleigh e Love. No painel superior de cada Figura (a-b) mostra-se a comparação dos modelos e as curvas de dispersão das ondas Love e Rayleigh, para cada estação foram testados em torno de 8000 modelos iniciais. À direita de cada Figura (a-b), todos os modelos considerados na construção do modelo médio (traço preto). A escolha dos modelos foi feita baseando-se no ajuste. As cores indicam a qualidade do ajuste: roxo é melhor e vermelho o pior.

Para avaliar a incerteza da inversão de forma de onda, foi utilizado o teste de banda de frequência (Dias et al., 2016). Este teste consiste em inverter diversas bandas de frequência e verificar a variabilidade das soluções. Na Figura 107 se mostra o ajuste o teste de bandas de frequências para o evento principal de Quetame. Os baixos valores de ajuste de polaridades são devido à presença de muitas polaridades perto dos planos nodais, assim, uma pequena rotação da solução gera a PF baixa. O mesmo efeito foi mostrado por Dias et al. (2016).

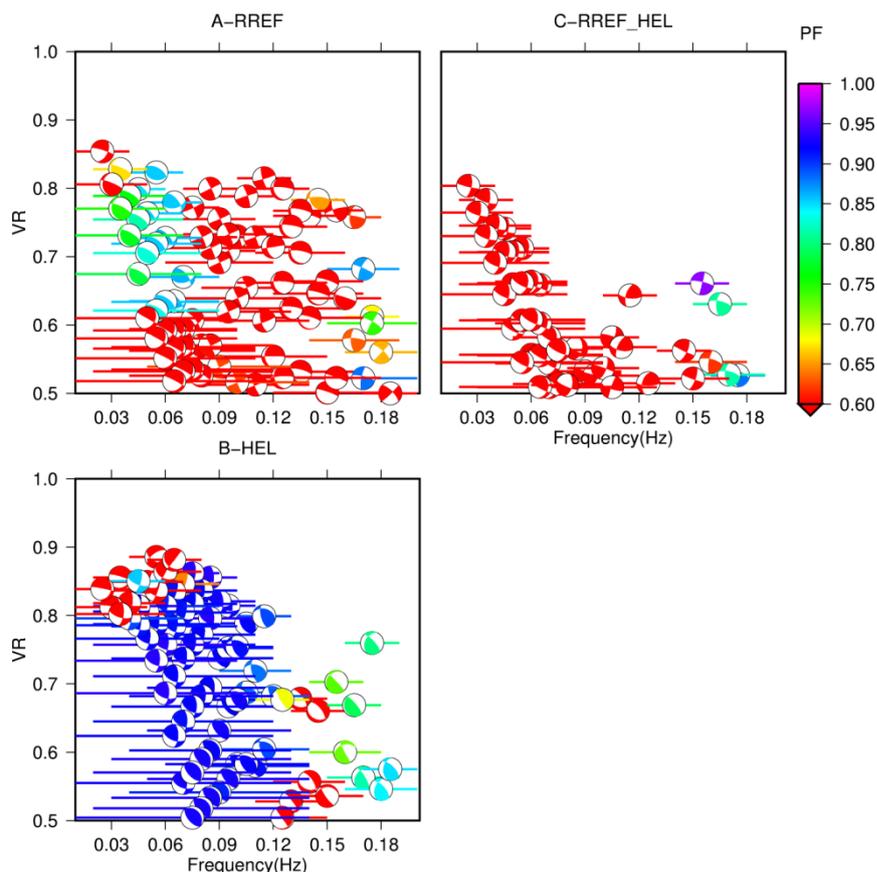


Figura 107: Teste de bandas de frequências para o evento de Quetame utilizando modelos de velocidade derivados da dispersão das ondas de superfície. As barras horizontais (com as bolas de praia double-couple no meio) denotam a banda de frequência utilizada. A redução de variância (VR) dos sismogramas é indicada no eixo vertical. Os painéis A e B mostram o teste de bandas de frequência para as estações RREF e HEL utilizado na inversão da forma de onda. O Painel C mostra o teste utilizando a inversão de duas estações. As bolas de praia estão codificadas por cores de acordo com o ajuste das polaridades da onda P, por exemplo, $PF=0,90$ significa que 90% das polaridades estão satisfeitas (ver a barra de cor PF). Modificado: Dicelis et al., 2016.

A Figura 108 ilustra o ângulo Kagan (K-ângulo) em relação à solução de referência do GCMT (strike/dip/rake= $196^{\circ}/82^{\circ}/-179^{\circ}$). O K-ângulo expressa a rotação mínima entre dois mecanismos focais (Kagan, 1991) e, de acordo com Zahradník e Custódio (2012), os mecanismos focais semelhantes têm K-ângulos inferiores a $20\text{-}30^{\circ}$ e são muito dissimilares se o ângulo Kagan é maior de 40° .

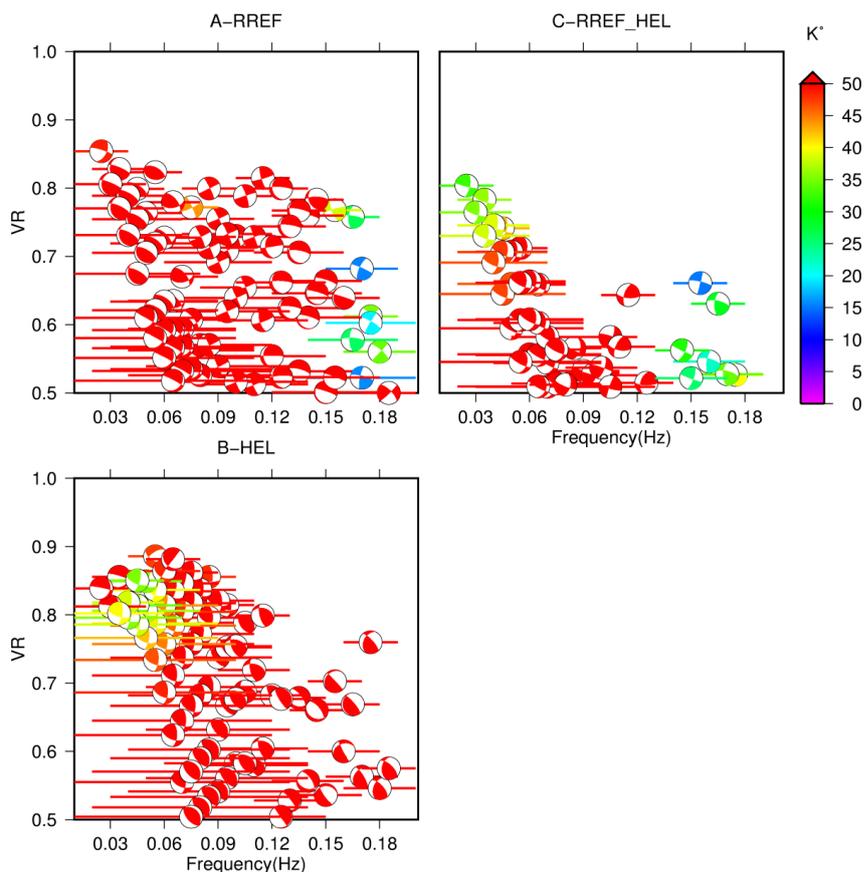


Figura 108: Bolas de praia codificadas por cores de acordo com a diferença de ângulo Kagan a respeito da solução de referência do GCMT (strike/dip/rake = 196/82/-179). O K-ângulo expressa a mínima rotação entre dois mecanismos focais (Kagan, 1991). Um valor inferior a 30° é aceitável quando as soluções são semelhantes. Neste caso, cada solução aceitável foi comparada com a solução GMT. Modificado: Dicelis et al., 2016.

A melhor solução da inversão de forma de onda usando ISOLA é aquela que usou a banda de frequência 0,01-0,04 Hz, porque tem o melhor ajuste. O ajuste da forma de onda e as informações sobre a melhor solução focal, considerando tanto a redução de variância como o ajuste de polaridade estão na Figura 109. Essa solução mostra uma falha strike-slip lateral direita, com strike 12°, dip 82° e rake 165°.

A banda de possíveis soluções (mostrada em cinza) foi estimada utilizando um limiar de 0,95 para a VR e para o ajuste de polaridade. Assim, as soluções aceitáveis têm VR entre 0,75 e 0,79 e ajuste de polaridade entre 0,90 e 0,95. A Figura 109 mostra que o strike está bem restrito e o dip é menos restrito. O K-ângulo máximo entre as soluções na Figura 108 é de 16°, por conseguinte, todas as soluções podem ser consideradas semelhantes. O K-ângulo entre os mecanismos focais na Figura 105 (solução das primeiras chegadas da onda P) e na Figura 109 (solução de forma de onda) é de 16°; e entre a solução de referência do GCMT e a solução de forma de onda é de 21°, indicando mecanismos compatíveis. Esta solução, especialmente o strike, concorda dentro das incertezas com o plano de falha obtido para a

relocalização das réplicas, e com o mecanismo focal utilizando a primeira chegada das ondas P (strike difere por $\sim 10^\circ$). O dip da inversão de forma de onda é mais variável. Na solução obtida usando as primeiras chegadas das ondas P, a falha mergulha em direção NW, enquanto na solução da ISOLA, a falha mergulha em direção SE com 14° de diferença. A profundidade do centróide de ISOLA está localizada a 14 km, e pode assumir valores entre 9 e 24 km, sem afetar seriamente o ajuste para os sismogramas observados, o que é consistente com a profundidade HypoDD de 10 km.

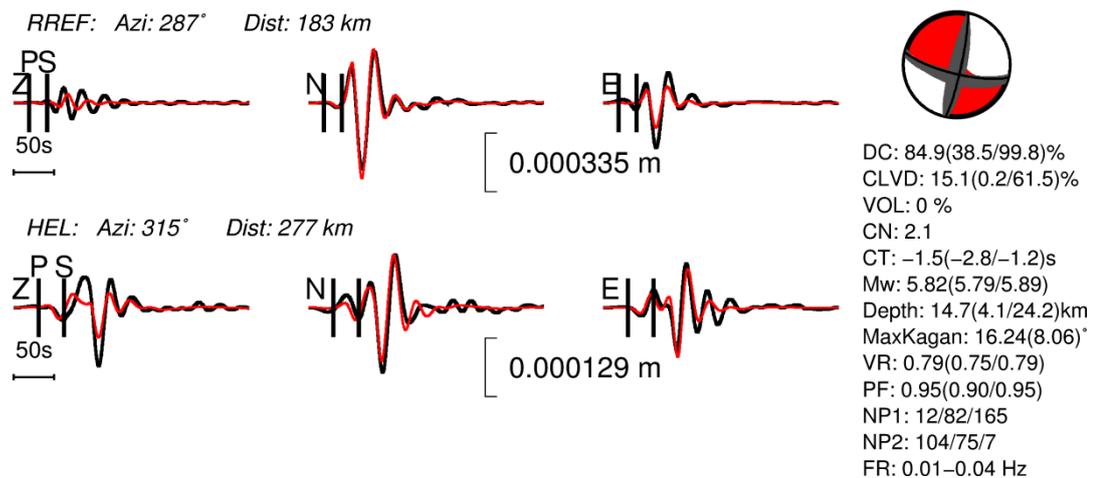


Figura 109: A solução da inversão da forma de onda para as estações RREF e HEL. Traços pretos são as formas de onda de deslocamento observadas (Z-vertical, N-Norte, E-Leste), e os traços vermelhos são as sintéticas. Os tempos de chegada das ondas P e S, o azimuth da estação e a distância, bem como a escala de amplitude, são indicadas. A área cinza na bola de praia mostra o conjunto de possíveis soluções. A legenda dá as informações sobre o mecanismo focal: Decomposição em componentes DC, CLVD e VOL, magnitude de momento M_w , profundidade do centróide, tempo de deslocamento do centróide em relação ao tempo de origem (CT), planos nodais (NP1 e NP2), número de condição (CN), redução da variância (VR), ângulo Kagan máximo entre as soluções, e faixa de frequência da inversão (FR). O número de condição é pequeno (CN = 2,1) o que indica um problema bem condicionado. A redução de variância (VR = 80%) indica um bom ajuste da solução. Esta solução corresponde a uma falha strike-slip. Um plano nodal strike 12° dip 82° e rake 165° . Esta solução é consistente com a solução de plano de falha as polaridades da onda P (Fig. 105), pois o PF varia de 0.90 entre 0.95. O K-ângulo máximo entre as soluções plotadas de 16° . Modificado: Dicelis et al., 2016.

5.2.4 Determinação dos parâmetros hipocentrais usando inversão de dados InSAR

InSAR é uma ferramenta útil para detectar e analisar eventos cossísmicos moderados em áreas de difícil acesso com meios tradicionais, ainda que radar não seja tão sensível ou abrangente quanto os dados sísmicos (Mellors et al, 2004a, 2004b; Lohman et al., 2005b). Muito poucos sismos com magnitude inferior a 6 foram estudados usando InSAR, incluindo: M5 (profundidade 2 km) Fawskin, EUA, 1992 (Feigl e Thurber, 2009); M6.1 (profundidade 7-9 km) Eureka Valley, EUA, 1995 (Massonnet e Feigl, 1995b; Peltzer e Rosen 1995); M5.4

(profundidade 2,6 km) réplicas de Landers, EUA, 1992 (Feigl et al., 1995; Massonnet et al., 1993a); eventos M5.4 e 5.3 (profundidade de 5 km e 4,2 km) as Montanhas Zagros, Irã, 2005 (Lohman e Simons, 2005a); M5.6 (profundidade 9,4 km) Little Skull, EUA, 2002 (Lohman et al., 2002), M5.0 (profundidade 8 km) St. Paul de Fenouillet, França, 1999 (Rigo e Massonnet, 1999) e M4.7 (profundidade 1,2 km) Katanning, Austrália, 2008 (Dawson et al., 2008).

Quetame está localizado na região central da Colômbia, com topografia altamente ondulada e vegetação densa que cobre pelo menos 57% da área, gramados e lavouras cobrindo 31%. A precipitação média é de ~2,600 milímetros/ano. Este tipo de cobertura e uso da terra, muitas vezes reduz a qualidade de observação InSAR (Funning et al., 2005a; Engdahl e Hyyppa 2003), para diminuir esse problema é usada a banda L porque penetra mais a vegetação (Rosenqvist et al., 2007; Tong et al., 2010). Neste estudo foram utilizadas três imagens SAR, adquiridas em tracks ascendentes fornecidas pela Agência Espacial Japonesa JAXA, usando o sensor PALSAR a bordo do satélite ALOS. As imagens foram adquiridas no lapso a partir de 2 semanas antes do sismo, até 13 meses após o sismo (Tabela 13).

As diferenças de fase em imagens complexas SAR da superfície, tomadas antes e depois de um sismo, podem ser usadas para fazer um interferograma que fornece o deslocamento da superfície na linha de visão do satélite (LOS) em intervalos de centímetros e até milímetros, devido ao movimento sísmico (Zebker, et al., 1994; Massonnet, et al., 1995a; Goldstein, et al., 1988; Massonnet & Feigl 1998; Wang et al., 2003; Rosen, et al., 2004; ; Fialko 2004; Parsons et al., 2006). O deslocamento da superfície em direção ao satélite é representado por ciclos de franjas variando de 0 a π , o que corresponde a meio comprimento da onda usada pelo radar. Para banda L do ALOS-PALSAR, cada ciclo de franjas corresponde ~12 cm.

As diferenças de fase em imagens SAR complexas são obtidas multiplicando a imagem de referência pelo conjugado complexo da imagem de repetição, produzindo assim, um mapa de diferença de fase. Esta diferença de fase é afetada por muitos fatores, tais como o ruído ionosférico e atmosférico, a forma da terra, a topografia, o erro de órbita e o deslocamento da superfície (Bürgmann et al., 2000). Uma das limitações das medições de deformação feitas com InSAR é que os interferogramas só são sensíveis a movimentos da superfície na direção da linha de visada (LOS) do satélite (Wright et al., 2004a, 2004b; Feigl, 1999, Fialko et al., 2001).

Foram combinadas uma imagem pré-sísmica SAR com duas imagens pós-sísmicas para criar dois interferogramas diferentes (Tabela 13), que foram empilhados para obter um

interferograma médio para reduzir artefatos de ruído (Sandwell e Price 1998; Lohman et al., 2002). Para o processamento foi usado o software GMTSAR (Sandwell et al., 2011), usando o procedimento descrito no capítulo 4.1.1 (Processamento com GMTSAR) que permitiu recuperar a componente da deformação cossísmica na direção da LOS. Todos os mapas e dados neste estudo foram gerados usando o código GMT (Wessel et al., 1998).

Tabela 13: Datas de aquisição, linhas de base perpendicular (B^\perp) e altitude de ambiguidade (H_a) para cada par interferométrico utilizado na análise InSAR. Todas as imagens são ALOS FBD com path ascendente 145 (agência espacial Japonesa JAXA)

	Orbit 1	Date 1 (master)	Orbit 2	Date 2 (slave)	Δt (days)	B^\perp(m)	H_a (m)
1	A 12196	2008/05/09	A 12867	2008/06/24	46	355	154
2	A 12196	2008/05/09	A 18235	2009/06/27	413	-107	534
3	A 12867	2008/06/24	A 18235	2009/06/27	367	-448	122

No processamento, removeu-se da fase a contribuição da topografia e da curvatura da terra. No entanto, também é necessário remover as contribuições espúrias de fase antes de poder interpretá-las como deslocamentos cossísmicos na superfície, porque “artefactos” podem ser introduzidos no interferograma por erros topográficos DEM e grandes valores das linhas de base perpendicular (componente da separação orbital perpendicular à linha de visada). Para quantificar esse efeito, Massonnet e Raubate (1993b) definiram a altitude de ambiguidade (H_a) como o erro na altitude do modelo de elevação de referência necessário para produzir uma franja topográfica, o que pode perturbar a assinatura cossísmica ou até mesmo causar decorrelação completa em áreas montanhosas. O efeito topográfico foi removido do interferograma usando o DEM SRTM-3 (30m), que tem uma precisão vertical esperada de 15m (Smith & Sandwell, 2003, Kellendorfer et al., 2004). No entanto, a precisão vertical pode variar em até 50m fora da América do Norte em altitudes elevadas e topografia acidentada. Assim, para estabelecer a precisão vertical dos dados topográficos SRTM-3 na área de estudo, foram utilizadas duas estações permanentes de GPS do Serviço Geológico da Colômbia (BOG e VILL) como pontos de controle. Essas estações não mostraram deslocamentos significativos devido ao sismo (Mora et al., 2009). Não foram encontradas diferenças significativas entre o DEM SRTM-3 e os pontos de controle; para a estação BOGA foi encontrada uma diferença de altura de -1.58m e, para a estação de VILL, uma diferença de 1.27m. As altitudes de ambiguidade dos interferogramas cossísmicos 1 e 2 são 154m e 534m, respectivamente (Tabela 13), o que indica pouco erro devido ao modelo de elevação, já que um erro topográfico de 15m no DEM produziria erros no LOS de 0,6cm e 0,2cm, respectivamente, ou fração $\sim 0,05$ de uma franja em fase.

Separar o ruído troposférico e o sinal de deformação é um desafio, particularmente quando o sinal é pequeno (Rigo e Massonnet 1999; Feigl, 2002). Nenhum modelo atmosférico bom está disponível para corrigir os atrasos na propagação nesta área. Os erros associados com o erro orbital e o atraso de fase através da troposfera foram corrigidos estimando o atraso da fase observada no interferograma em relação com a elevação. Seguindo o procedimento descrito no capítulo 4.1.2 (Correções aplicadas aos interferogramas), foi ajustada uma função polinomial de dois graus. A Figura 110 mostra o interferograma antes e depois do erro ser removido; a maioria do erro foi removido exceto por dois artefatos concêntricos perto do $\sim 4,1^\circ$ de latitude, o que é interpretado como grandes perturbações troposférica e ionosférica (Fig. 110b).

Uma região foi limitada para desdobrar a fase (caixa vermelha na Figura 110b) a fim de evitar as lacunas sem sinal de fase (lacunas de correlação) e as duas grandes perturbações troposférica e ionosférica. Foram usadas como imagem mestre comum a imagem 2008/05/09 (Tabela 13) com vetor da LOS de $34,3^\circ$ da vertical. A distância medida ao longo do vetor da LOS entre o satélite e a superfície do solo é dada por $(\rho = u\vec{s})$ onde \vec{s} é o vetor unitário que aponta a partir da superfície do solo para a nave espacial, ρ é a mudança no alcance (range) e u é a deformação. Nesta convenção, deslocamentos da LOS se afastando do satélite indicam subsidência, de modo que, um movimento ascendente vai produzir um valor positivo. A fase do interferograma atinge um máximo de $\sim -0.42\pi$ (Fig. 110) que é equivalente a $\sim -2.5\text{cm}$ que é interpretado como subsidência.

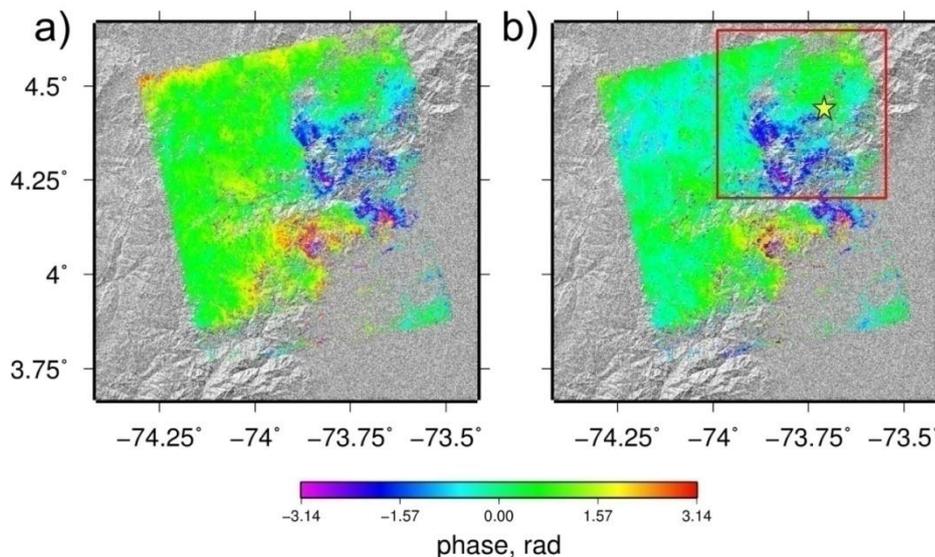


Figura 110: a) Interferograma cossísmico, nesta convenção as mudanças no LOS se afastando do satélite indicam subsidência. b) Interferograma cossísmico corrigido usando a relação entre o atraso troposférico do sinal observado e a altura. A caixa vermelha indica a região para desdobrar a fase para evitar as lacunas sem sinal de fase (lacunas de decorrelação) e as perturbações troposféricas e ionosféricas, observadas perto de $\sim 4,1^\circ$ de latitude. A estrela amarela indica a relocalização do evento principal obtida neste estudo. Modificado: Dicelis et al., 2016.

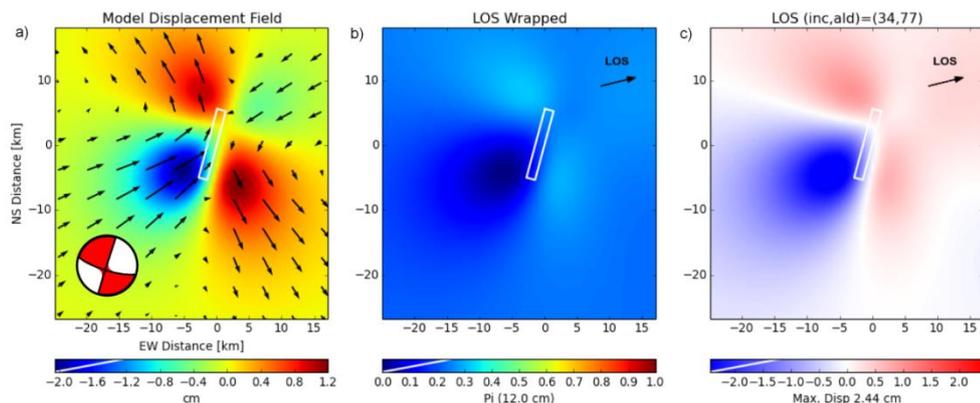


Figura 111: a) Modelo de deslocamento; os vetores de deslocamento mostram o sentido e a amplitude dos deslocamentos do solo. b) Modelo de deslocamentos na direção LOS dobrados ($0, \pi$). c) Modelo de deformação na direção LOS em cm; na presente convenção, os deslocamentos a distância do satélite (blue) representam subsidência, o deslocamento máximo é de 2,44cm. A direção do satélite é mostrada pela seta preta, inc é o ângulo de visada de ALOS ($34,3^\circ$). Ald é a direção de visada perpendicular à direção do satélite (azimuth look direction). O retângulo branco indica a posição e o tamanho do plano de falha. Modificado: Dicelis et al., 2016.

O LOS foi amostrado usando o método quadtree (Jónsson et al., 2002) para reduzir o número de valores de dados para ser utilizado, de $\sim 1.44 \times 10^6$ para 7735 amostras. Para o modelo direto da deformação elástica cossísmica, foram usadas as expressões dadas por Okada (1985) para deslocamentos finitos, descritas nos capítulos 4.2.1 e 2.4.5 (Modelagem do deslocamento de falhas, Problema direto e Deslocamento em 3 dimensões, respectivamente). O problema de inversão usando deslocamentos finitos procura minimizar a diferença entre o modelo sintético do campo de deslocamento tridimensional e as observações da deformação na direção LOS.

Para resolver o problema inverso, foram usados os parâmetros do plano de falha resultado do ajuste da distribuição das réplicas como a primeira aproximação ou valores preliminares, assim, foi criado um grande número de modelos de deslocamento aleatórios. Inicialmente foram fixados o strike e o dip da falha aos valores obtidos pela relocalizações das réplicas (strikes 200° e dip 85°) e o comprimento e largura da ruptura em 10km, usando as relações de Wells e Coppersmith (1994) para um sismo de ~ 6 Mw. Foi variada a localização do epicentro ± 10 km (em relação a um epicentro preliminar em 73.795 W, 4.397 S), a profundidade entre 0 e 20km e o slip (U_1, U_2) de 0 a 5m. Utilizou-se um processo iterativo de tentativa e erro baseado na abordagem de Feigl (2002), sintonizando repetidamente os parâmetros até encontrar o melhor ajuste aos dados.

Usando esta aproximação do deslocamento cossísmico como “chute” inicial do processo de inversão (strike de 193° , dip 84° , largura 10km, comprimento 10km, -5km leste, 5km norte, profundidade: 6km, U_1 : 0.5m e U_2 : 0.1m), em seguida foi implementado o

procedimento de otimização de Wright et al. (1999), usando um método de inversão híbrido baseado no algoritmo de ponto interior não linear (Han, 1977; Byrd et al., 2000) e reiniciado Monte Carlo (por exemplo, Clarke et al., 1997; Wright et al., 1999; Funning et al., 2005a, 2005b; Parsons et al., 2006) para evitar mínimos locais, descrito no capítulo 4.2.2.1 (Problema inverso). Iterativamente foi ajustado o conjunto de parâmetros usando a análise Monte Carlo.

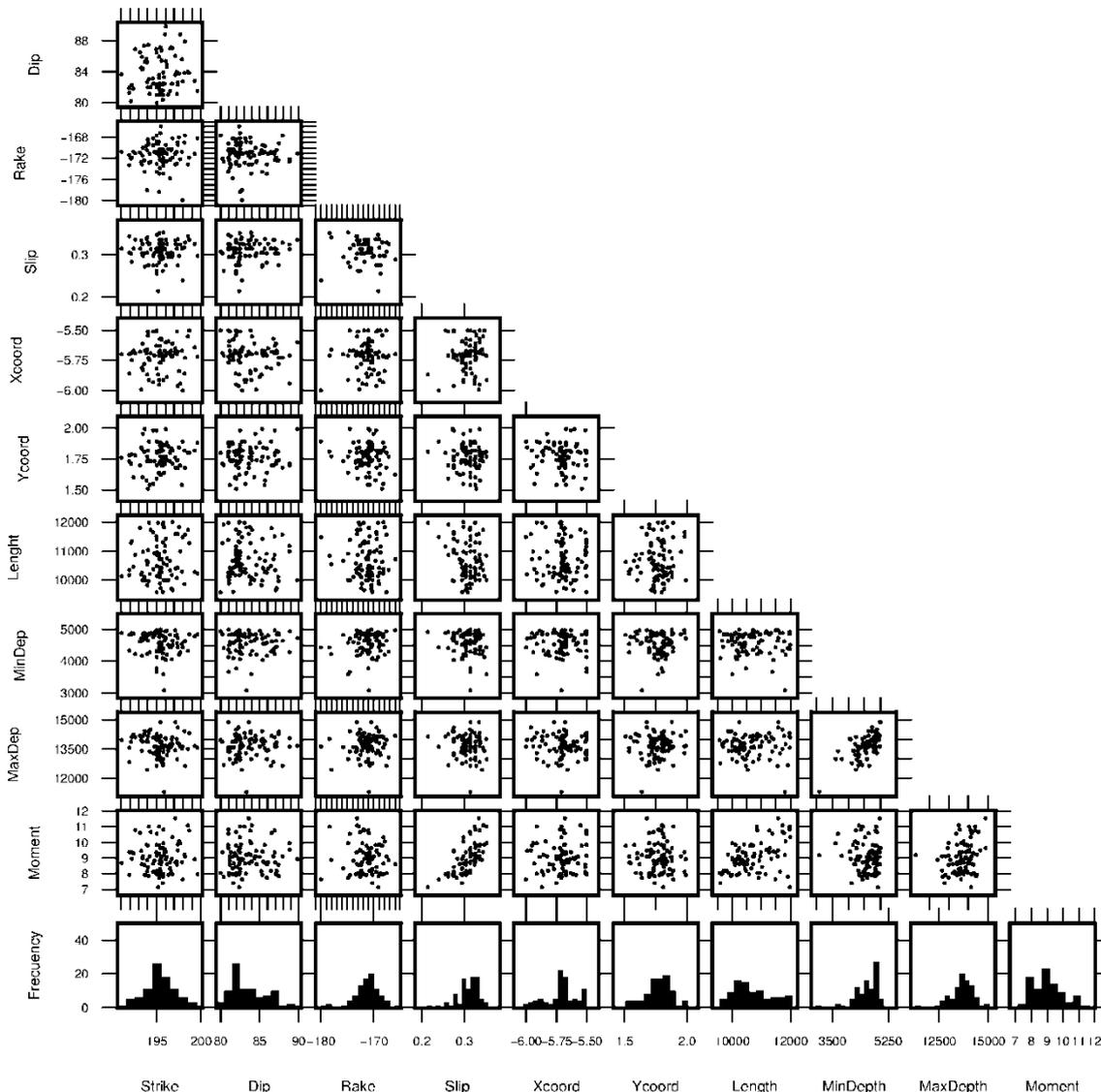


Figura 112: Diagrama de Monte Carlo da melhor solução (ver Tabela 14), a modelagem da solução strike-slip com o componente dip-slip. Os histogramas mostram as distribuições das soluções que satisfazem o processo de inversão não-linear, a média ou o valor esperado indica tanto o valor coletado assim como as soluções válidas. Modificado: Dixelis et al., 2016.

Usando essa abordagem, foram estimados os nove parâmetros para uma única falha retangular (strike, dip, profundidade, comprimento, largura, E, N, U1, U2), a profundidade corresponde à profundidade mínima do retângulo da falha, U1 e U2 são os componentes strike

e dip do slip na formulação de Okada (Feigl e Dupré, 1999); este plano foi obrigado a estar abaixo da superfície (profundidade > 0) (e.g. Dawson et al., 2008; Segall, 2010). Foi utilizado o momento sísmico M_0 como uma restrição não-linear para evitar estimativas da área de falha e profundidade irrealistas. Assim, a magnitude de momento foi restringida no intervalo ($5.6 < M_W < 6.3$), $M_W = 2/3 \log_{10}(M_0) - 10.7$, em que $M_0 = \mu AU$, μ é o módulo de cisalhamento da falha rochosa, A é a área da falha, e U é a média de deslocamento ou escorregamento sobre a falha.

Tabela 14: Parâmetros da falha derivados do processo de inversão para um modelo de slip uniforme; os valores de Leste e Norte estão em km e representam o ponto central da projeção do fundo do retângulo de falha na superfície. As incertezas são 1σ .

	Solução strike-Slip com componente dip-slip		Solução strike- Slip Pura	
Strike (°)	195	± 2.5	192	± 4
Dip (°)	83	± 3.5	80	± 3
Rake (°)	-171	± 2	-180	
U (cm) ^a	31	± 3	30	± 4
U1 (cm) ^b	-31	± 5	-30	± 4
U2 (cm) ^c	-5	± 2		
Length (km)	10.7	± 0.8	11.0	± 0.8
Min Profundidade (km) ^d	4.7	± 0.5	5.0	± 0.4
Max Profundidade (km)	14.6	± 1	14.3	± 1
Easting (km)	-5.6	± 0.5	-5.6	± 0.5
Northing (km)	1.7	± 0.5	1.9	± 0.1
M_0 ($\times 10^{17}$ N.m) ^e	9.9	± 1	9.4	± 1
Mw	6.0	± 0.1	6.0	± 0.1
Rms residual (mm)	7.8		9.8	

- a) U é o escorregamento médio (Aki and Richards, 2002)
- b) U1 é o componente trasversal lateral-direito do strike-slip
- c) U2 é o componente dip-slip
- d) A profundidade refere-se à parte superior do retângulo de falha de acordo com a convenção de Okada (1985)
- e) M_0 foi calculado usando a relação $M_0 = \mu LWU$ onde $\mu = 3 \times 10^{11}$ é o módulo de cisalhamento da crosta superior.

O melhor modelo (Fig. 113 e Tabela 14) é a solução strike-slip NNE-SSW com um pequeno componente normal, o plano de ruptura se estende a uma profundidade de $4,8 \pm 0,3$ km para $14,3 \pm 0,4$ km, e uma largura de $9,5 \pm 0,4$ km (incerteza formal de 1σ). O modelo tem uma relação slip-to-length de 2.8×10^{-5} , de acordo com estimativas empíricas para sismos intraplaca que vão desde 2×10^{-5} para 1.0×10^{-4} (Scholz, 1990; Funning 2005b). A Figura 113 mostra o deslocamento na direção LOS, a LOS observada e modelada é mostrada na Figura 113a e b, respetivamente e, os resíduos, são apresentados na Figura 113c.

Utilizou-se a formulação de deslocamento elástico de Okada (1985) para modelar o deslocamento da falha, assumindo um espaço-médio elástico homogêneo para relacionar as

observações de deslocamento da superfície aos escorregamentos na falha, em profundidade. O modelo estimado de deslocamento LOS indica que a falha se propaga em direção ao nordeste. A transição entre os quadrantes extensional e contracionais (Fig. 113a) está associada com um movimento dextral claro. Conclui-se que o sismo Quetame é um evento strike-slip lateral-direito, alinhado com o sistema de falhas frontal dos Andes leste.

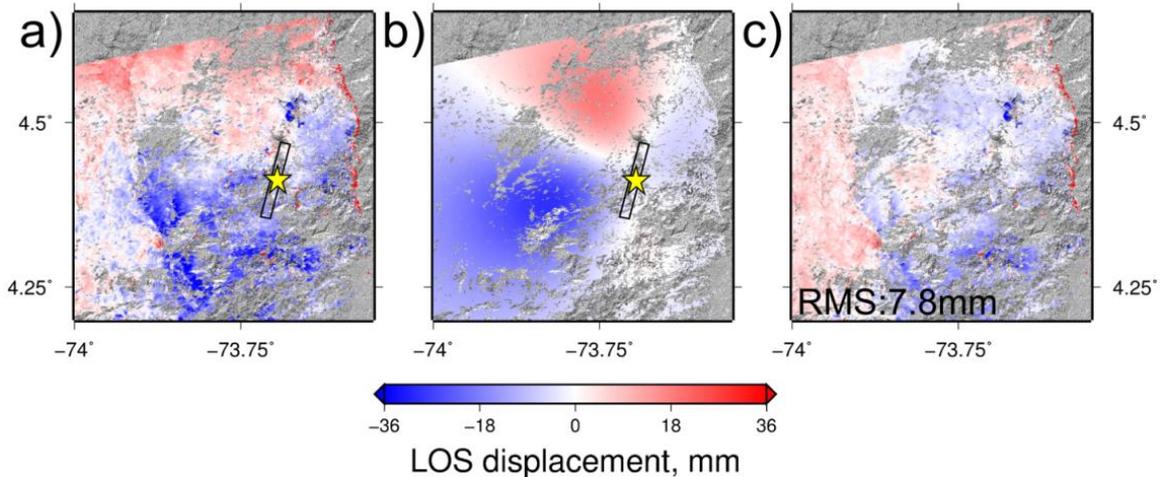


Figura 113: Diferença entre LOS observada e calculada. a) LOS observada b) LOS modelada usando o melhor modelo de ajuste c) LOS residual (observado menos modelo). A caixa preta indica a posição do retângulo do plano de falha e a estrela amarela indica a localização do centróide desse retângulo para o evento principal dada pela inversão InSAR. Modificado: Dicelis et al., 2016.

Na Figura 113, em a, a faixa azul mais escura corresponde ao deslocamento negativo máximo que parece ser contaminada por um artefato causado pela remoção incompleta das grandes perturbações troposférica e ionosféricas que se observam. Isso também pode ser notado pela mudança abrupta no sinal RMS na mesma região em c, mesmo efeito observado na Figura 114. O lóbulo SE compressivo também parece ser parcialmente contaminado pelo mesmo artefato, porque o modelo sintético (Fig. 113b) tem um sinal fraco nesta área em comparação com a área azul escura no sinal da LOS observado (Fig. 113a). A falta de dados InSAR independentes (apenas dados ascendentes estavam disponíveis) limita as medições a um componente de deslocamento na direção da LOS, e dificulta uma boa correção das perturbações atmosférica e/ou ionosférica.

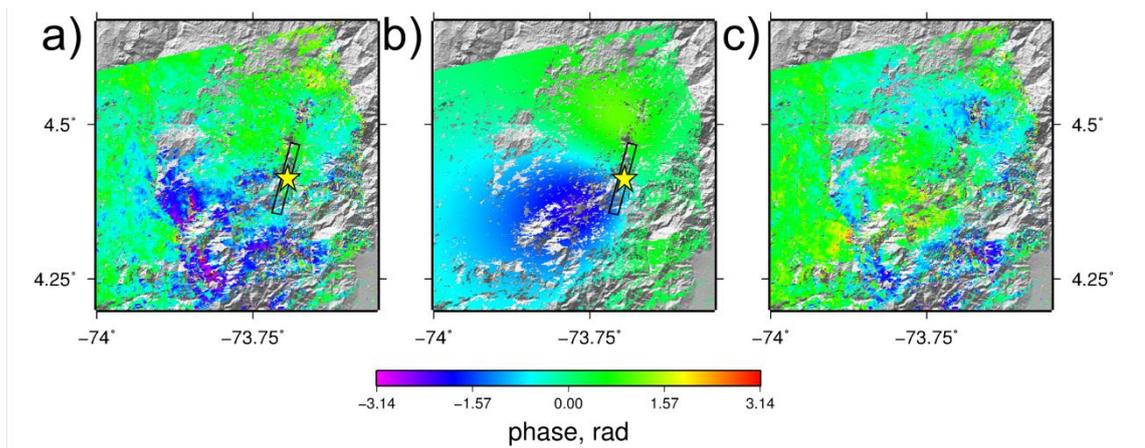


Figura 114: Diferença entre os interferogramas observado e calculado. a) Interferograma observado b) interferograma modelado usando o slip uniforme numa falha simples rectangular usando o melhor modelo. c) fase residual entre os valores observados e os calculados.

5.3 Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo na zona de subducção (~20km) de Pedernales, Equador 2016.

O 16 de abril de 2016 as 18:58:37 (-5 GMT) um forte terremoto de Mw 7.8 atingiu as regiões de Manta, Pedernales e Portoviejo no Equador, sendo que ~27000 pessoas ficaram feridas e pelo menos 670 pessoas morreram como consequência direta do terremoto. O evento foi localizado por várias agências e instituições de pesquisa (NEIC, ISC, USP, GCMT, GFZ, USGS, IDC e IPGP), mas as localizações do hipocentro diferem em até 40 km horizontalmente e, as estimativas de profundidade variam de 0 a 25 Km (Tabela 15). Essa área tem sido atingida por grandes terremotos associados com a zona de subducção durante o último século, por exemplo, o terremoto de Mw 8.8 de 1906, um dos maiores terremotos já registrados (Figura 115).

Este capítulo apresenta os resultados da análise do terremoto de Pedernales, Equador 2016, integrando duas diferentes fontes de informação (sismologia e geodésia) em escalas espaciais regional e telesísmica. Nesse trabalho, foram usados interferometria, dados de radar InSAR e sismologia para satisfatoriamente determinar o mecanismo focal e recuperar os parâmetros hipocentrais do evento. O mecanismo focal determinado pela inversão do deslocamento cossísmico com InSAR, concorda dentro das incertezas com o mecanismo focal determinado com as polaridades das primeiras chegadas das ondas-P. No entanto, as soluções obtidas com inversão de forma de onda, apesar de serem compatíveis apresentam grande incerteza, particularmente porque só duas estações foram invertidas, devido à dificuldade para obter modelos de velocidade 1D confiáveis para a maioria das estações. Muitas estações perto do evento foram saturadas e as estações mais próximas no Peru apresentaram problemas de polos e zeros, o que limitou a quantidade de estações no processo de inversão.

Contudo, os resultados permitem confirmar que o evento foi um sismo inverso que está relacionado com a subducção da placa de Nazca abaixo da placa do bloco do Norte dos Andes. A deformação cossísmica modelada indica que dentro das incertezas a área da ruptura desse terremoto coincide notavelmente com a zona de ruptura e a magnitude do terremoto de 1942.

Tabela 15: Localizações e parâmetros da fonte publicados para o terremoto do dia 16/04/2016 Pedernales, Equador (2008/05/24 18:58:37)

Referência	Lat (°)	Lon (°)	Prof. (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Momento, N.m	Mw
USP	0.334	-79.610	10.0					7.65
GCMT	-0.120**	-80.250**	21.5	27/171	21/73	124/78	5.933x10 ²⁰	7.78
GFZ	0.370	-79.890	10.0					
USGS	0.382	-79.922	20.6	183/26	75/16	84/113	7.054x10 ²⁰	7.80
IDC	0.366	-80.031	0.0*					
IPGP	0.348	-79.972	25.0	32	22	126		
NEIC	0.371	-79.940	19.0					
Neste estudo RSTT	0.366 ±0.02	-79.951 ±0.02	10.0*					
Neste estudo InSAR**	0.089** ±0.04	-80.305** ±0.04	20.1 ±2	178±4/25*	75*/17*	83±3/116*	5.3x10 ²⁰	7.74±0.3

* Parâmetro fixo.

** Se refere ao centróide do plano de falha N1 e não ao hipocentro.

USP: Universidade de São Paulo; GCMT: Global Centroid Moment Tensor; GFZ: Helmholtz Centre Potsdam GFZ German Research; USGS: United States Geological Survey; IDC: International Data Centre; IPGP: Institut de Physique du Globe de Paris; NEIC: National Earthquake Information Center.

5.3.1 Área de estudo

A cordilheira dos Andes se estende por quase 9000 km ao longo da margem ativa do continente Sul-Americano como resultado da subducção da placa de Nazca. A largura dos Andes atinge ~ 500 km na área central da Bolívia, até só 150 km nas regiões mais finas no Equador, bem como no sul do Chile (Lavenu, 2006). Em geral a subducção entre as placas de Sul-américa e Nazca apresenta um ângulo de subducção baixo e um regime tectônico compressivo com dois tipos de segmentos: 1) ângulo de subducção ~30° nas áreas da Colômbia-Ecuador, Sul do Perú-Bolívia-Norte do Chile e Chile central e sul (Lavenu, 2006) e 2) ângulo de subducção muito baixo o de subducção plana (1-8°) como no norte do Peru (Jordan et al., 1983).

Em 1906, no norte do Equador, SW da Colômbia o contato entre as placas nessa região gerou um enorme terremoto de Mw 8.8, com uma área de ruptura estimada em ~500 km (Kelleher, 1972; Kanamori & Given, 1981; Kanamori & McNally, 1982). A Figura 115 mostra um perfil dos tremores e os vulcões na região do terremoto de 1906 (Rhea et al., 2010). Pode-se notar a curvatura do eixo dos Andes nessa região, que é acompanhada pela presença dos vulcões.

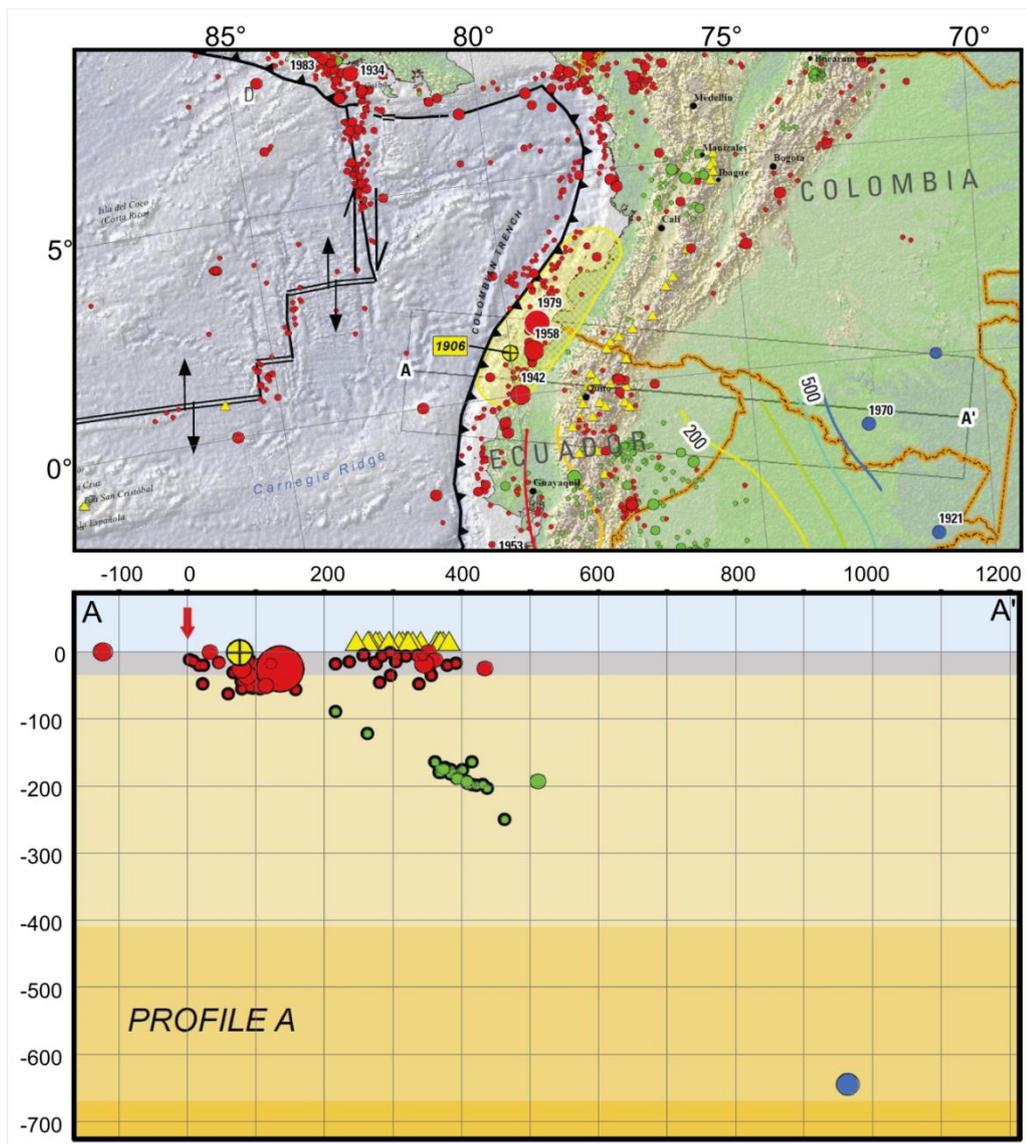


Figura 115: Perfil dos terremotos entre 1900 e 2007 e dos vulcões na região do terremoto de 1906. O painel superior mostra o mapa da região do bloco do Norte dos Andes, bem como a área da ruptura do terremoto de 1906 (Área tracejada em amarelo) e os epicentros dos terremotos de 1942, 1958 e 1979. A linha A-A' corresponde ao corte transversal mostrado no painel inferior, bem como a caixa indica a orientação do corte e os eventos mostrados no perfil. O corte transversal ao longo do perfil A-A'(N100°E) apresenta a zona de Benioff-Wadatti na região, o hipocentro do terremoto de 1906 e indicado pelo ponto amarelo, os pontos vermelhos correspondem a sismos acima de 70 km, os pontos verdes indicam sismos entre 70 e 300 km e os pontos azuis indicam sismos abaixo dos 300 km. Modificado: (Rhea et al., 2010).

A mesma porção da placa gerou quatro grandes terremotos em pouco mais de cem anos em porções adjacentes à interface da placa (Mendoza and Dewey, 1984). A Figura 116 mostra que os eventos ocorreram desde o sul para o norte, 1942 (Mw=7.8) (Swenson and Beck, 1996), 1958 (Mw=7.7) e 1979 (Mw=8.2) (Herd et al., 1981; Beck and Ruff, 1984; Kanamori & McNally, 1982) e recentemente 2016 (Mw=7.8) que provavelmente, tenha acontecido na mesma região do terremoto de 1942. Um aspecto importante é que tanto o terremoto de 1906, como os de 1958 e 1979 geraram tsunamis (Kelleher, 1972; Abe, 1979;

Espinoza, 1992), porém os terremotos de 1942 e 2016 não geraram, o que indica em conjunto com a localização do evento, grande associação dos mecanismos de 1942 e de 2016.

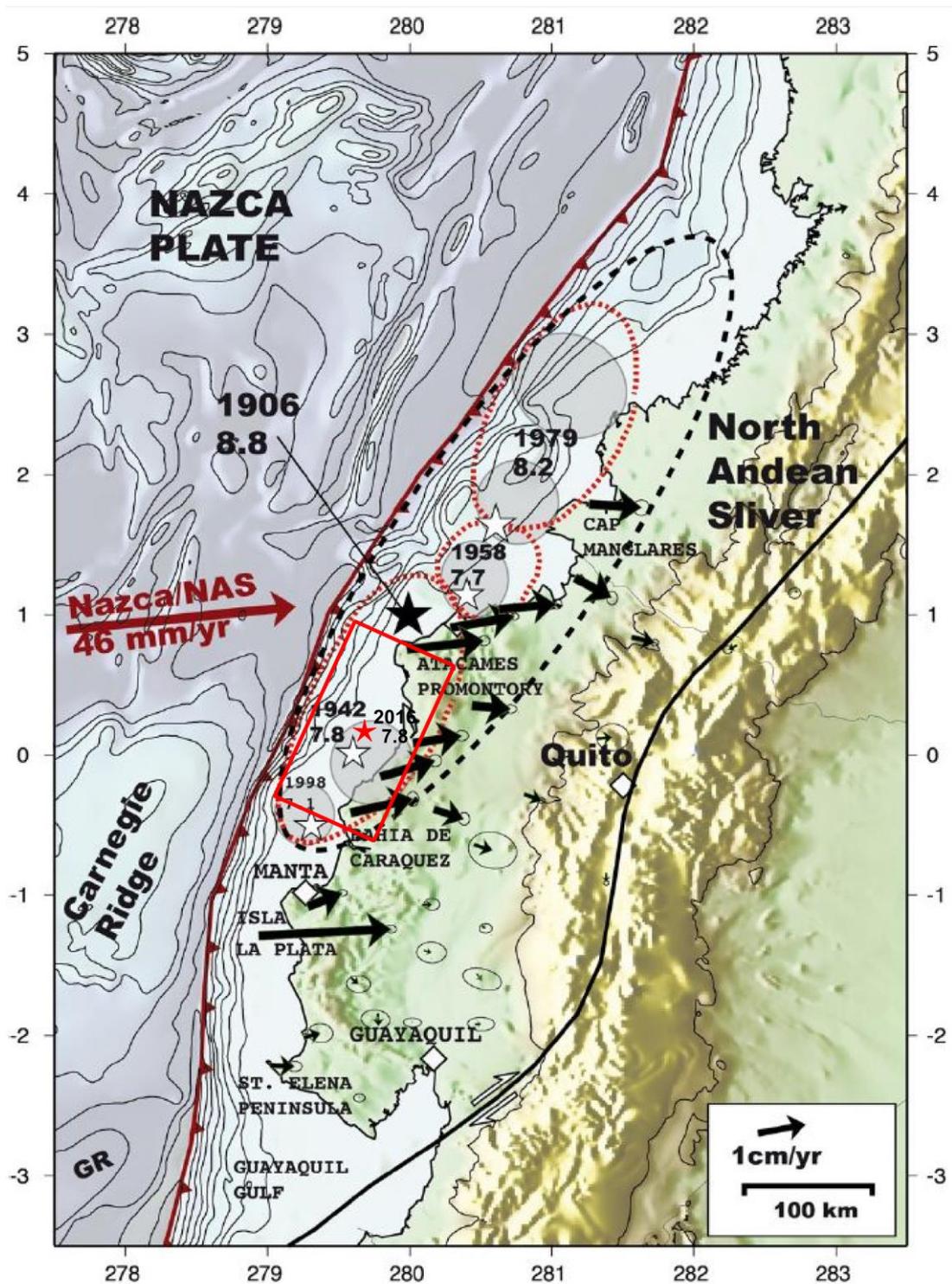


Figura 116: Mapa da ruptura do terremoto de 1906, 1942, 1958 e 1979. Nota-se a extensa área ~500km atribuída ao plano de ruptura do terremoto de 1906 de magnitude M_w 8.8, bem como grandes terremotos $M_w > 7$ que têm atingido essa região durante o último século. As setas indicam a direção dos vetores de velocidade GPS em relação à estável placa Sul-Americana. O retângulo vermelho indica a localização do plano de falha inferido usando inversão de dados InSAR. Modificado: Chlieh et al (2014).

Baseado na complexidade da forma das ondas de corpo produzidas por eventos sísmicos grandes, Kanamori & McNally modelaram o padrão de ruptura usando o modelo de asperezas de Lay et al. (1982) dos eventos de 1942, 1958 e 1979 (Fig. 116).

A Figura 117 mostra o modelo de desgarro causado pela cordilheira de Carnegie proposto por Gutsher et al. (1999).

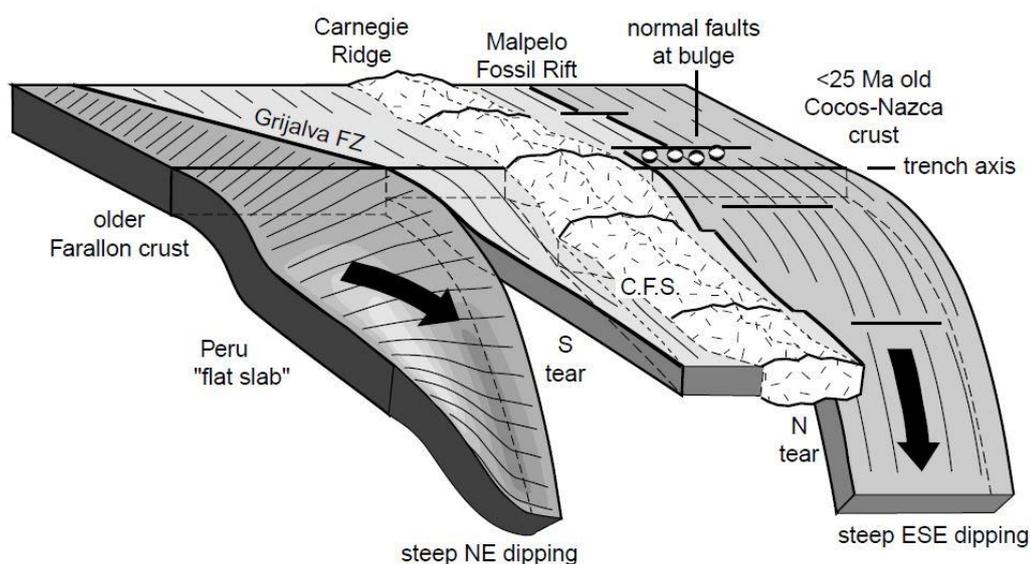


Figura 117: Vista em 3D do modelo de desgarro em duas seções para descrever a colisão da cordilheira oceânica de Carnegie, caracterizado pelo escorregamento íngreme ESE embaixo da parte central da Colômbia e NE desde 1°S até os 2°S. Limitando aos 2°S com o segmento da subducção plana embaixo do norte do Peru. A porção norte do desgarro seria a continuação do rift fóssil de Malpelo e o desgarro sul ao longo da zona de falhamento de Grijalva. Modificado: Gutscher et al (1999).

O modelo de Gutsher et al. (2002) da Figura 117 também explica a presença de rochas magmáticas Adakíticas observadas na zona vulcânica do bloco do Norte dos Andes (Bourdon et al., 2002) desde o arco vulcânico do Equador, até rochas vulcânicas na cordilheira central da Colômbia (Toro et al., 2008). Este tipo de rocha precisa de altas temperaturas que permitam a fusão da crosta oceânica em relativas baixas profundidades (<120 km). Essas rochas possuem concentrações anormalmente baixas de elementos pesados de terras raras. Assim, o modelo proposto por Gutsher et al. (1999) diz que a cordilheira de Carnegie se prolonga pelo menos 110 km, até provavelmente 500 km desde a trincheira. Contudo, esse modelo de desgarro produziria terremotos com planos focais íngremes E-W (dip entre 75-80°) e também, vetores de escorregamento (slip) íngremes.

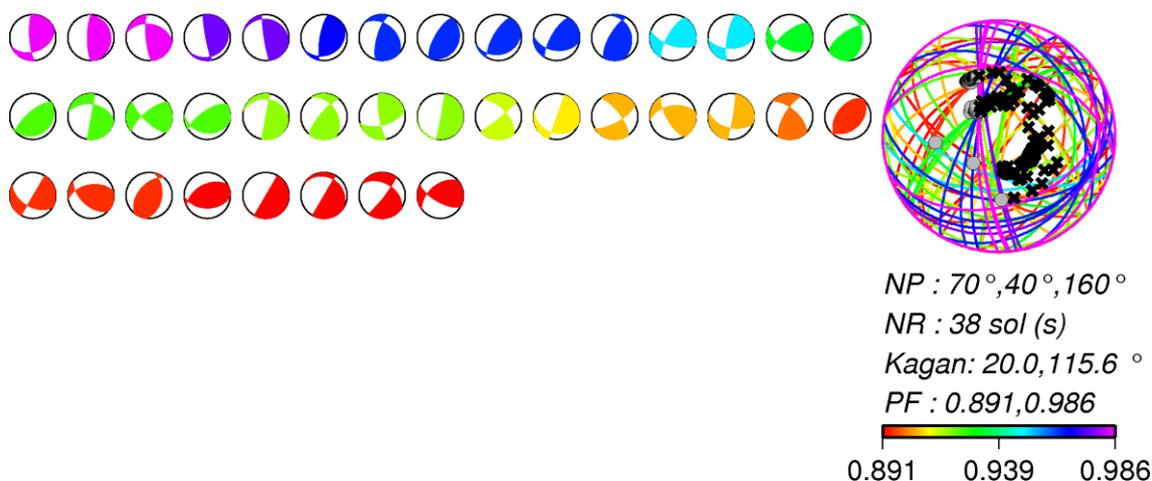


Figura 119: Possíveis soluções do mecanismo focal contrastadas com a qualidade do ajuste das polaridades indicada pela escala de cores, abaixo. Nota-se que o ajuste vai de 0.89 até 0.98% das polaridades sem mostrar uma clara tendência nos mecanismos, o que indica que a alta variabilidade das soluções é reflexo da pobre distribuição geométrica das polaridades. Os X representam a dilatação e os círculos representam compressão. Ainda assim a solução da Figura 117 pode-se identificar como uma das melhores soluções.

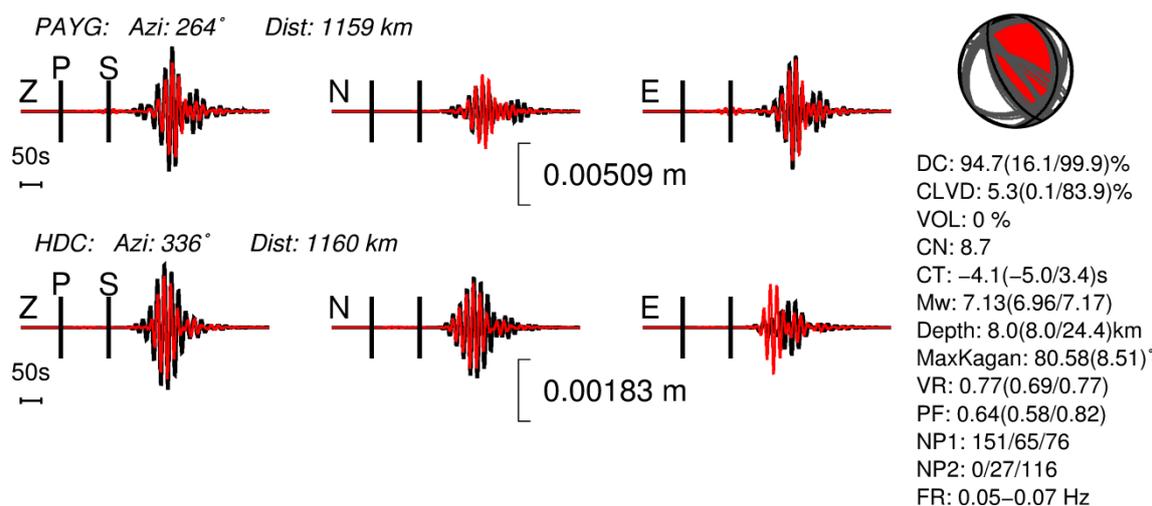


Figura 120: A melhor solução da inversão da forma de onda para as estações PAYG e HDC. Traços pretos são as formas de onda de deslocamento observadas (Z-vertical, N-Norte, E-Leste), e os traços vermelhos são as sintéticas. Os tempos de chegada das ondas P e S, o azimute da estação e a distância, bem como a escala de amplitude, são indicadas. A área cinza na bola de praia mostra o conjunto de possíveis soluções que indica a alta variabilidade da solução apesar do relativamente bom indicador de redução de variância ($VR = 77\%$) que indica um bom ajuste da solução. A legenda dá as informações sobre o mecanismo focal: Decomposição em componentes DC, CLVD e VOL, magnitude de momento M_w , profundidade do centróide, tempo de deslocamento do centróide em relação ao tempo de origem (CT), planos nodais (NP1 e NP2), número de condição (CN), redução da variância (VR), ângulo Kagan máximo entre as soluções, e faixa de frequência da inversão (FR). O número de condição ($CN = 8,7$) indica um problema bem condicionado. Esta solução corresponde a uma falha inversa com plano nodal strike 151° dip 65° e rake 76° .

Para confirmar esse mecanismo focal foi usada inversão de forma de onda regional com o código ISOLA (ISOLated Asperities; Sokos e Zahradník, 2008), com duas estações banda larga de 3-componentes (PAYG e HDC) a uma distância de ~ 1200 km, pois a maioria das estações perto do evento foram saturadas e as estações mais próximas no Peru

apresentaram problemas de polos e zeros. Outro ponto importante que reduziu o uso de mais estações, foi a impossibilidade de obter modelos de velocidade confiáveis utilizando dispersão das ondas de superfície Rayleigh e Love para as estações, seguindo a metodologia apresentada por Dias et al. (2016). Desse modo, foram invertidas só duas estações com modelo de velocidade confiável (PAYG e HDC).

A Figura 120 mostra que, a melhor solução da inversão de forma de onda usando ISOLA é aquela que usou a banda de frequência 0,05-0,07 Hz, porque tem o melhor ajuste considerando tanto a redução de variância como o ajuste de polaridade. Essa solução mostra uma falha inversa, com strike 151° , dip 65° e rake 76° . A qualidade da solução foi verificada quantificando a variabilidade das soluções dos mecanismos focais na posição de origem e no tempo. A avaliação não se baseia unicamente nos ajustes da forma de onda para quantificar a qualidade das soluções. Essa avaliação foi feita usando dois indicadores de qualidade: Redução da Variância (VR) e Número Condição (CN). A máxima VR de 80% na Figura 121c indica um bom ajuste para a solução, embora a VR sozinha não possa garantir uma solução confiável, pois uma elevada VR pode ser pouco confiável se for utilizada uma quantidade reduzida de estações. A banda de possíveis soluções (mostrada em cinza) foi estimada utilizando um limiar de 0,95 para a VR e para o ajuste de polaridade, as soluções aceitáveis têm VR entre 0,69 e 0,77 e ajuste de polaridade entre 0,58 e 0,82. O K-ângulo máximo entre as soluções do mecanismo de referência (USGS) é de 80° , por conseguinte, não todas as soluções podem ser consideradas mecanismos compatíveis, mostrando a alta variabilidade das soluções. A profundidade do centróide de ISOLA está localizada a 8 km e pode assumir valores entre 8 e 24 km, sem afetar seriamente o ajuste para os sismogramas observados.

Por outro lado, um baixo CN ($CN < 10$) indica um problema bem condicionado, como definido por Sokos e Zahradník (2012). Assim, usando em conjunto os dois números, indicam que a solução do problema é aceitável mais pouco fiável.

Para avaliar a incerteza da inversão, foi utilizado o teste de banda de frequência (Dias et al., 2016). Este teste consiste em inverter diversas bandas de frequência e verificar a variabilidade das soluções. A Figura 121 mostra o ajuste do teste de bandas de frequências para o evento de Pedernales. Os baixos valores de ajuste de polaridades são devidos à pobre distribuição das polaridades de compressão e à presença de muitas polaridades perto dos planos nodais, desse modo, uma pequena rotação da solução gera a PF baixa. O mesmo efeito foi mostrado por Dias et al. (2016) e Dichelis et al., (2016).

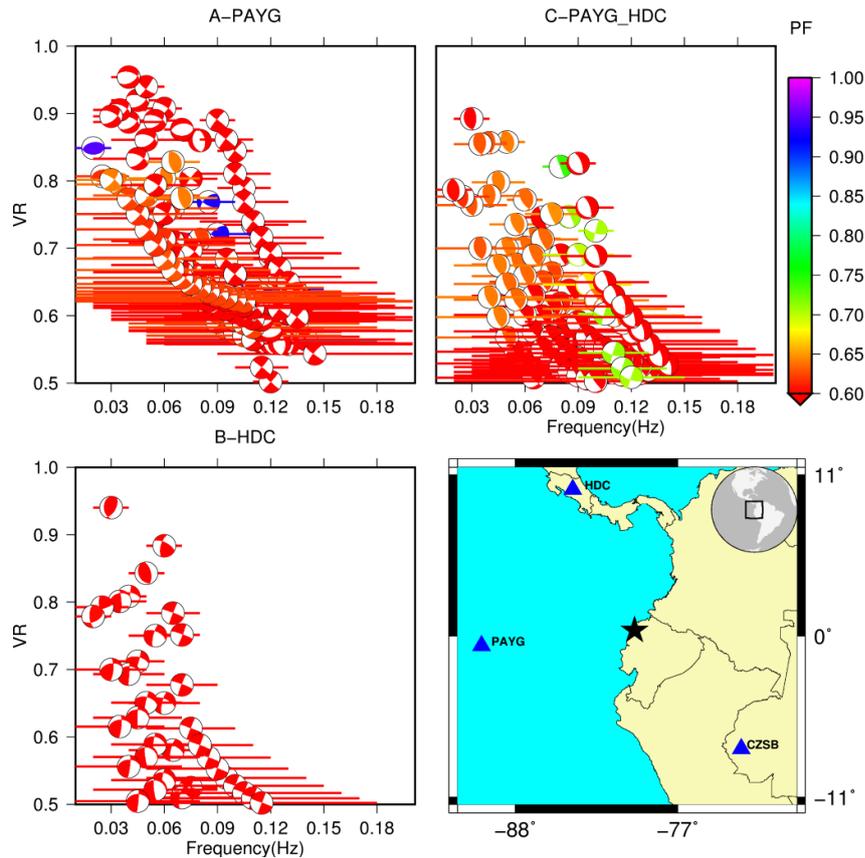


Figura 121: Teste de bandas de frequências para o evento de Perdernales utilizando modelos de velocidade derivados da dispersão das ondas de superfície. As barras horizontais (com as bolas de praia double-couple no meio) denotam a banda de frequência utilizada. A redução de variância (VR) dos sismogramas é indicada no eixo vertical. Os painéis A e B mostram o teste de bandas de frequência para as estações PAYG e HDC utilizado na inversão da forma de onda. O Painel C mostra o teste utilizando a inversão de duas estações. As bolas de praia estão codificadas por cores de acordo com o ajuste das polaridades da onda P, por exemplo, PF=0,90 significa que 90% das polaridades estão satisfeitas (ver a barra de cor PF). O painel D mostra o mapa da localização das estações (triângulos azuis) e o epicentro do evento (estrela preta).

A Figura 122 ilustra o ângulo Kagan (K-ângulo) em relação à solução de referência do GCMT (strike/dip/rake=171/73/78). O K-ângulo expressa a rotação mínima entre dois mecanismos focais (Kagan, 1991) e, de acordo com Zahradník e Custódio (2012), os mecanismos focais semelhantes têm K-ângulos inferiores a 20-30° e são muito dissimilares se o ângulo Kagan for maior de 40°. No caso do terremoto de Equador pode-se notar que várias soluções na banda de frequências de 0.03 -0.09 apresentam um valor para o ângulo de Kagan menores a 30°, indicando assim soluções compatíveis ao mecanismo de referencia do GMTC (Fig. 122).

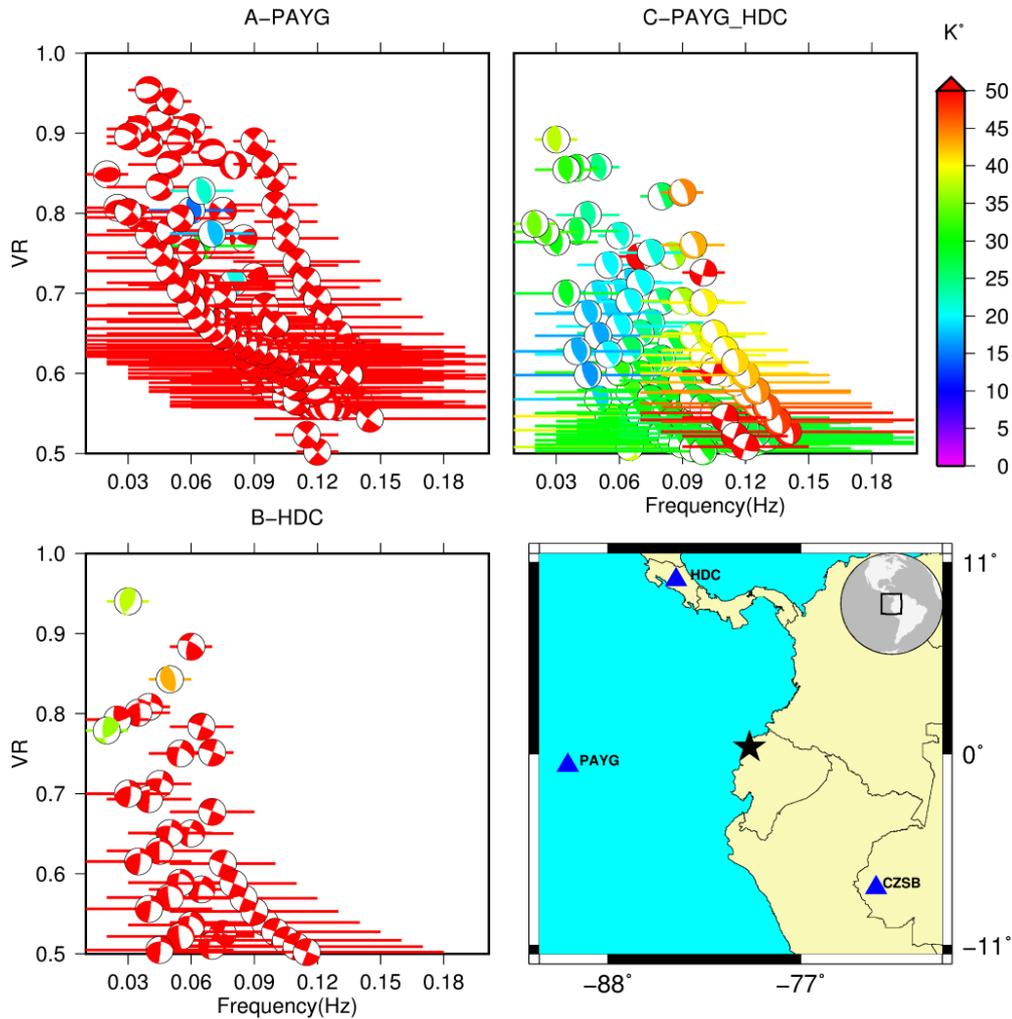


Figura 122: As bolas de praia estão codificadas por cores de acordo com a diferença de ângulo Kagan a respeito da solução de referência do GCMT (strike/dip/rake = 171/73/78). O K-ângulo expressa a mínima rotação entre dois mecanismos focais (Kagan, 1991). Um valor inferior a 30° é aceitável quando as soluções são semelhantes. Neste caso, cada solução aceitável foi comparada com a solução GMT.

5.3.3 Determinação dos parâmetros hipocentrais usando inversão de dados InSAR

A região atingida pelo terremoto de 2016 em Pedernales, Equador está localizada na costa ocidental sobre a zona de subducção, em uma área com topografia plana onde as altitudes não ultrapassam os 600 msnm, com precipitação média de ~750 milímetros/ano e vegetação densa que cobre a maior parte da região, sendo que essas condições de densa cobertura vegetal e chuvas reduzem a qualidade de observação InSAR (Funning et al., 2005a; Engdahl e Hyyppa 2003). Neste estudo foram utilizadas onze imagens SAR, adquiridas em trilhos (tracks) ascendentes e descendentes do satélite SENTINEL-1A fornecidas pela Agência Espacial Europeia ESA, através da interface de consulta do ASF/NASA (Alaska

Satellite Facility). A Tabela 16 mostra os pares de imagens testadas, embora só foram obtidos dois interferogramas claros do deslocamento cossísmico do terremoto (Fig. 123 e Fig. 125).

Tabela 16: Datas de aquisição, linhas de base perpendicular (B^\perp) e altitude de ambiguidade (H_a) para cada par interferométrico utilizado na análise InSAR. *Todas as imagens são SLC com path ascendente (A) e descendente (D) (agência espacial Europeia ESA). As linhas sombreadas correspondem aos interferogramas das figuras 123 e 124. F1, F2, F3 corresponde à divisão das imagens Sentinel-1A no modo IW.*

		Orbita/path/frame	Data 1 (mestre)	Orbita/path/frame	Data 2 (escrava)	Δt (dias)	B^\perp (m)	H_a (m)
1	A F1	10940/18/1172	20160422	10940/18/1172	20160329	25	5.36	1735.0
2	A F2	10940/18/1172	20160422	10940/18/1172	20160329	25	2.92	3184.7
3	A F3	10940/18/1172	20160422	10940/18/1172	20160329	25	0.44	21135.0
4	D F1	10437/40/595	20160412	10787/40/595	20160319	24	3.59	2590.4
5	D F2	10437/40/595	20160412	10787/40/595	20160319	24	5.54	1678.6
6	D F3	10437/40/595	20160412	10787/40/595	20160319	24	7.19	1293.4
7	D F1*	10787/40/595	20160424	10962/40/593	20160412	13	15.95	583.0
8	D F2*	10787/40/595	20160424	10962/40/593	20160412	13	14.32	649.4
9	D F3*	10787/40/595	20160424	10962/40/593	20160412	13	13.17	706.1
10	D F1	9387/40/595	20160319	10437/40/595	20160107	71	52.03	178.7
11	D F2	9387/40/595	20160319	10437/40/595	20160107	71	47.96	193.9
12	D F3	9387/40/595	20160319	10437/40/595	20160107	71	44.13	210.7
13	D F1	10787/40/600	20160424	10962/40/598	20160412	13	12.14	766.0
14	D F2	10787/40/600	20160424	10962/40/598	20160412	13	10.76	864.3
15	D F3	10787/40/600	20160424	10962/40/598	20160412	13	9.85	944.1
16	D F1**	11137/40/594	20160506	10962/40/593	20160412	25	17.15	542.2
17	D F2**	11137/40/594	20160506	10962/40/593	20160412	25	15.46	601.5
18	D F3**	11137/40/594	20160506	10962/40/593	20160412	25	14.58	637.8

* Interferograma da Figura 123.

** Interferograma da Figura 125.

No processamento, removeu-se da fase a contribuição da topografia e da curvatura da Terra. O efeito topográfico foi removido do interferograma usando o DEM SRTM-3 (30m), como foi descrito no capítulo anterior, que possui uma precisão vertical esperada de 15m. Contudo não foram encontradas diferenças significativas entre o DEM SRTM-3 e as duas estações GPS de controle; para a estação ESMR foi encontrada uma diferença de altura de 0.77m e, para a estação de PSTO, uma diferença de -1.07m. A Tabela 16 mostra os valores das linhas de base perpendicular e altitude de ambiguidade (componente da separação orbital perpendicular à linha de visada). Sendo que a média das altitudes de ambiguidade dos interferogramas cossísmicos mostrados nas figuras 123 e 125 são 650m e 593m respectivamente, o que indica pouco erro no interferograma devido ao modelo de elevação.

A Figura 123 mostra o interferograma obtido com as imagens descendentes adquiridas pelo satélite Sentinel-1A, antes e depois do terremoto do dia 16 de abril de 2016. A primeira imagem é do dia 12 de abril e a segunda é do dia 24 de abril, onde o curto intervalo entre as duas imagens favoreceu o baixo efeito da decorrelação temporal, apesar do alto retroespalhamento devido à vegetação densa da região.

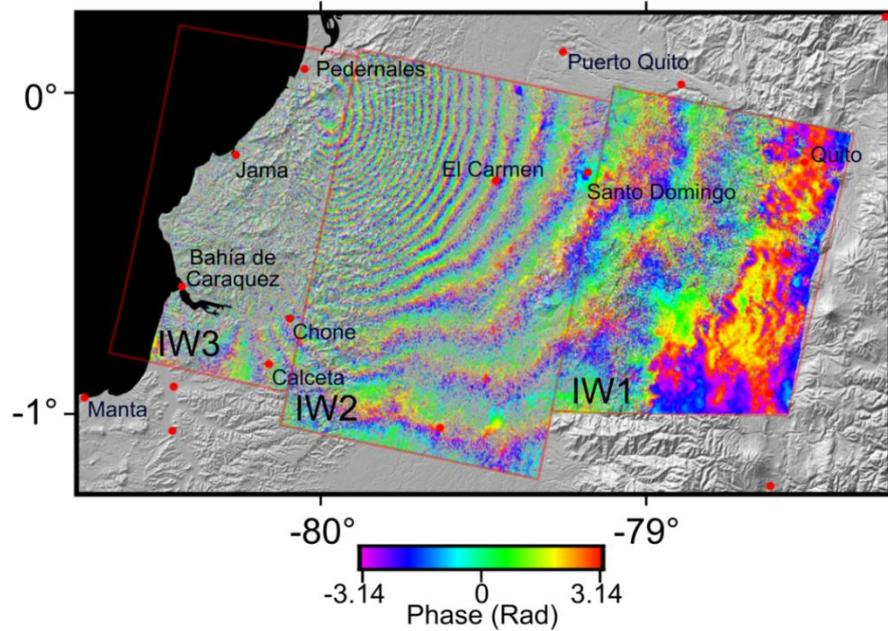


Figura 123: Interferograma do deslocamento cossísmico obtido do terremoto do dia 16 de abril de 2016 em Pedernales Equador. Nota-se o padrão listrado concêntrico perto da cidade de Pedernales, na região mais afetada pelo sismo, igualmente pode-se observar que o sinal do SAR é mais forte nas montanhas devido ao menor retroespalhamento do sinal, onde a vegetação gera dispersão menor do sinal da banda C (~0.053 m) do satélite. Sentinel-1A 12/04/2016 e 24/04/2016. A imagem está dividida em três secções identificadas pelas letras IW (interferometric wide swath) o que indica que está mais próxima do satélite (Fig. 57).

A Figura 123 mostra que a região perto da costa apresenta uma perda da correlação que pode ser consequência do aumento da complexidade do padrão listrado do interferograma que indicaria a proximidade da área hipocentral (alta densidade de listras), ao passo que a região montanhosa apresenta um sinal mais forte, indicando menor retroespalhamento do sinal SAR explicado pela baixa ou nula vegetação das montanhas. A Figura 124 mostra um perfil sobre o interferograma que permite identificar a distribuição do padrão listrado da fase dobrada sobre a imagem, variando entre $-\pi$ e π característico em interferogramas causados por deslocamento cossísmico da superfície. Pode-se observar que a fase está diminuindo de A para A', o que indica subsidência por que o interferograma foi gerado com um par de imagens descendentes. Assim, se o valor da fase se afasta do satélite indica subsidência, porque o valor da distancia em alcance (range) do solo ao satélite aumentaria em relação das imagens antes e depois do terremoto.

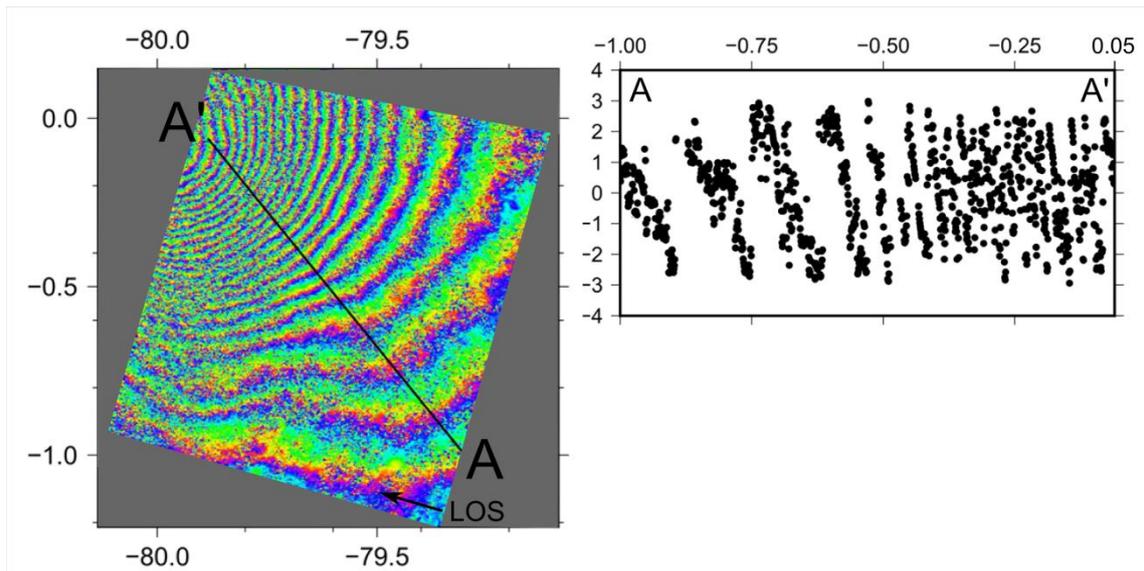


Figura 124: Perfil sobre a porção central (IW2) do interferograma da Figura 123. Esquerda: perfil AA' sobre o interferograma nota-se o padrão listrado da fase dobrada do deslocamento cossímico. Direita: perfil do interferograma variando entre $-\pi$ e π , mostrando o sentido de diminuição desde A para A' o que indica que a fase está descendo nesse sentido, isto pode ser interpretado como subsidência. Sentinel-1A 12/04/2016 e 24/04/2016.

Os erros associados com o erro orbital e o atraso de fase através da troposfera foram corrigidos estimando o atraso da fase observada no interferograma em relação com a elevação. Seguindo o procedimento descrito no capítulo 4.1.2 (Correções aplicadas aos interferogramas), foi ajustada uma função polinomial de dois graus e a fase resultante foi interpolada para melhorar o processo de desdobramento da fase. A Figura 125 mostra o resultado das correções ao interferograma obtido usando as imagens SAR adquiridas o dia 11 de abril e a segunda e no dia 5 de maio de 2016.

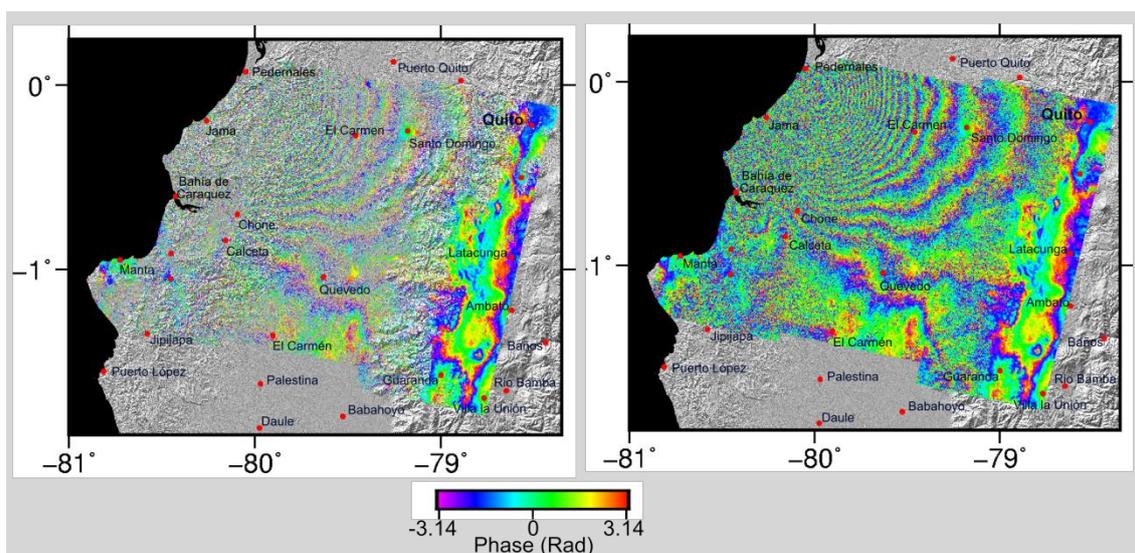


Figura 125: Exemplo de resultado das correções aos interferogramas. Esquerda: interferograma obtido usando imagens SAR adquiridas o dia 11 de abril e a segunda e do dia 5 de maio de 2016, nesta convenção as mudanças no LOS se afastando do satélite indicam subsidência. Direita: interferograma cossímico corrigido usando a relação entre o atraso troposférico do sinal observado e a altura e realçado pela interpolação da fase.

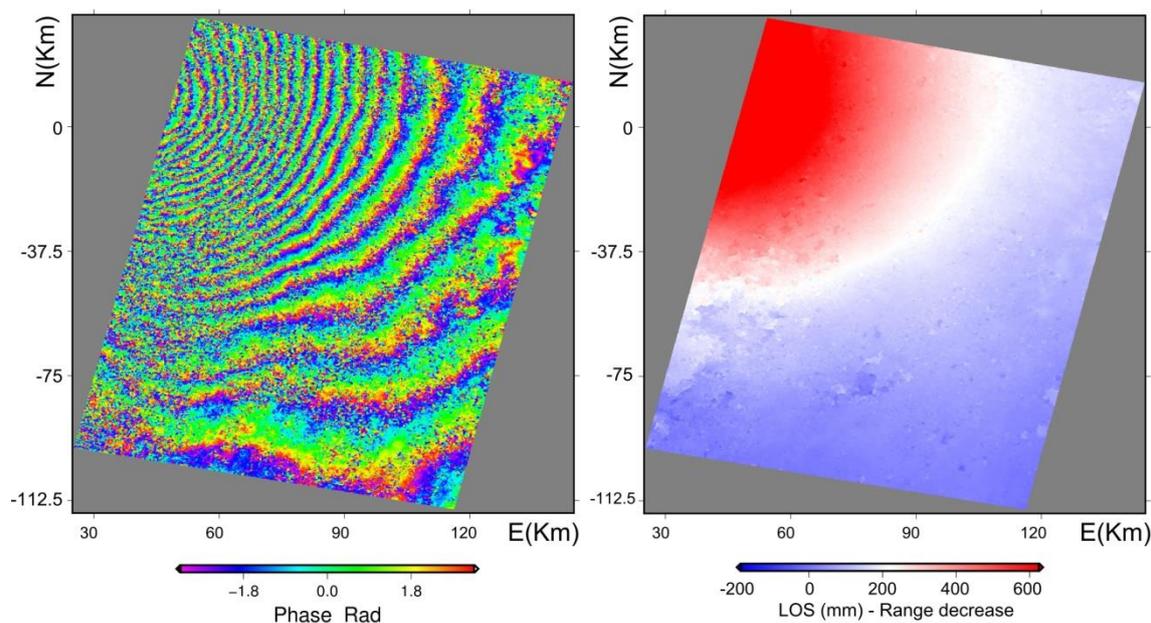


Figura 126: Fase desdobrada e orientada em relação ao epicentro de referência $-80.250W$, $0.120S$ (USGS). Esquerda: interferograma da seção IW2 da Figura 123, obtido usando imagens SAR Sentinel-1A 11/04/2016 e 23/04/2016. Direita: deslocamento na direção do LOS, nesta convenção as mudanças no LOS se afastando do satélite são interpretadas como aumento do alcance (range) por isto a escala indica aumento do range na linha de visada do satélite (LOS) interpretado como subsidência.

Devido a baixa coerência nas seções IW3 e IW1 dos dois interferogramas mostrados nas figuras 123 e 125, só foram usadas as seções IW2 para desdobrar a fase e posteriormente fazer o processo de inversão descrito no capítulo 4.2.2.2 (Procedimento de Inversão). O LOS resultante foi amostrado usando o método quadtree (Jónsson et al., 2002) para reduzir o número de valores de dados para ser utilizado, de $\sim 1.53 \times 10^6$ para 17.510 amostras.

A modelagem da deformação elástica cossísmica foi feita usando as expressões dadas por Okada (1985) para deslocamentos finitos, descritas nos capítulos 2.4.5 e 4.2.1 (deslocamento em 3 dimensões e Modelagem do deslocamento de falhas, Problema direto, respectivamente). O problema de inversão usando deslocamentos finitos procura minimizar a diferença entre as observações da deformação na direção LOS e o modelo sintético do campo de deslocamento, descrito no capítulo 4.2.2.1 (Problema inverso). Sendo o mesmo método usado para a determinação dos parâmetros hipocentrais do terremoto de Quetame 2008, capítulo 5.2 (Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo intraplaca (~ 10 km) de Quetame, Colômbia 2008).

No caso do terremoto de Pedernales, não se tinha conhecimento inicial sobre o plano de falha principal ou do plano auxiliar. Assim sendo, para resolver o problema inverso foram usados os parâmetros de um dos planos de falha do mecanismo da USGS (strike:183; dip: 75; rake: 84) como o conjunto inicial de valores dos parâmetros. Para isto, foi criado um grande número de modelos de deslocamento aleatórios, deixando o comprimento e largura da ruptura

livre dentro do intervalo (0-200 km para o comprimento e 0-200 km para largura). Foi variada a localização do centróide da falha retangular em ± 50 km (em relação a um epicentro de referência -80.250W, 0.120S), a profundidade entre 0 e 50km e o slip (U1, U2) de 0 a 5m. Em seguida foi implementado o procedimento de otimização de Wright et al. (1999), usando um método de inversão híbrido baseado no algoritmo de ponto interior não linear (Han, 1977; Byrd et al., 2000; Valsa et al., 2006) e reiniciado de Monte Carlo (e.g, Clarke et al., 1997; ; Wright et al, 1999; ; Funning et al., 2005a, 2005b; Parsons et al., 2006) para evitar mínimos locais, descrito no capítulo 4.2.2.1 (Problema inverso). Iterativamente foi ajustado o intervalo de busca para o conjunto de parâmetros usando a análise Monte Carlo. A Figura 127 mostra o diagrama das distribuições de Monte Carlo para cada parâmetro para a melhor solução (Tabela 17).

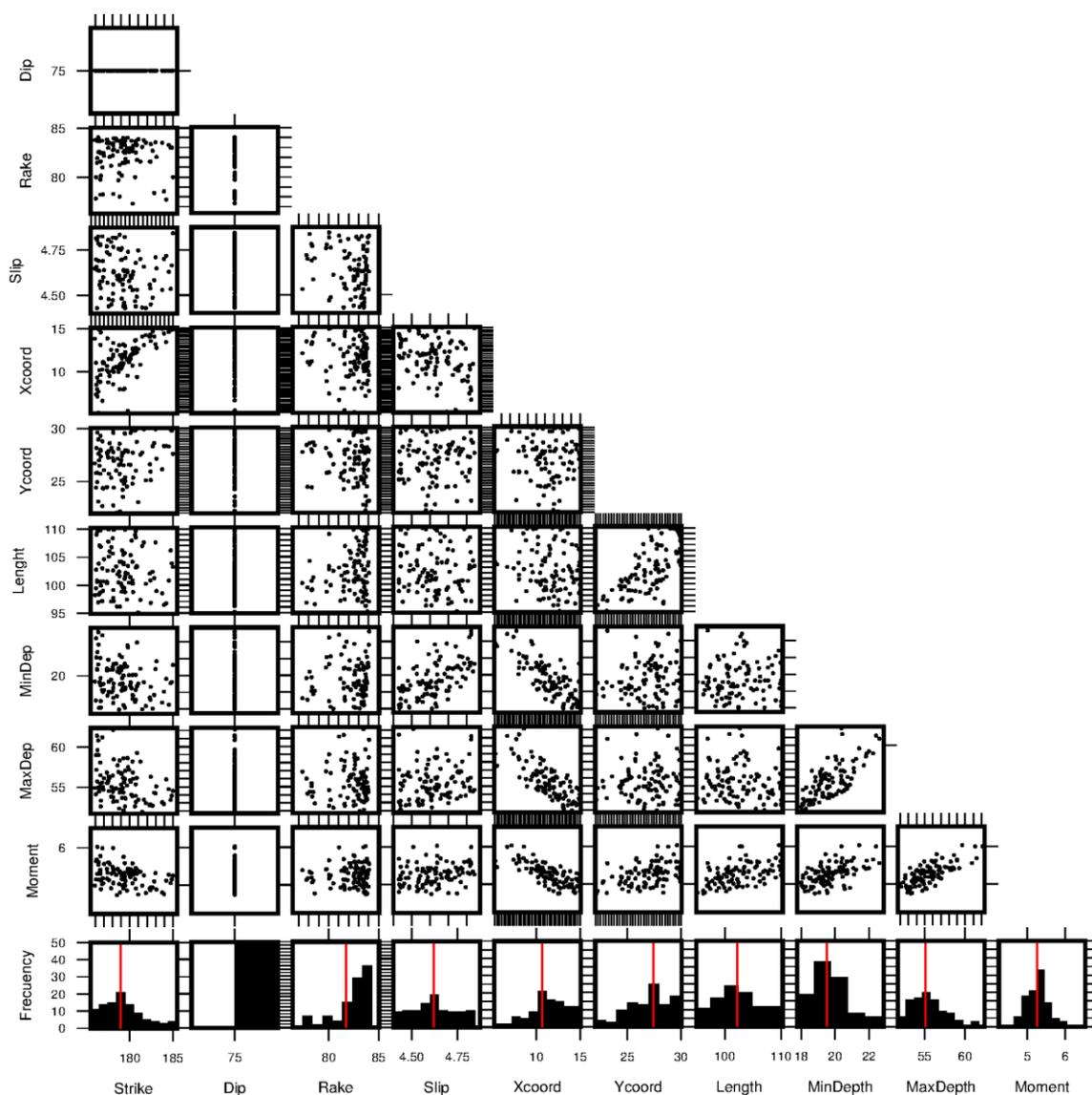


Figura 127: Diagrama das distribuições de Monte Carlo para cada parâmetro da melhor solução (ver Tabela 17). A modelagem da solução foi obtida fixando o dip a 75°, os histogramas mostram as distribuições das soluções que satisfazem o processo de inversão não-linear, a linha vermelha indica o valor da média ou o valor esperado.

Usando essa abordagem, foram estimados os nove parâmetros para a aproximação do plano de ruptura como uma única falha retangular (strike, dip, profundidade, comprimento, largura, E , N , U_1 , U_2), a profundidade corresponde à profundidade mínima do retângulo da falha, U_1 e U_2 são os componentes strike e dip do slip na formulação de Okada (Feigl e Dupré, 1999); este plano foi obrigado a estar abaixo da superfície (profundidade > 0) (e.g. Dawson et al., 2008; Segall, 2010). Do mesmo modo foi utilizado o momento sísmico M_0 como uma restrição não-linear para evitar estimativas da área de falha e profundidade irrealistas. Assim, a magnitude de momento foi restringida no intervalo ($7.6 < M_W < 8.0$), $M_W = 2/3 \log_{10}(M_0) - 10.7$, em que $M_0 = \mu AU$, μ é o módulo de cisalhamento da falha rochosa, A é a área da falha, e U é a média de deslocamento ou escorregamento sobre a falha.

A Tabela 17 mostra os parâmetros do plano de falha 1 obtidos usando inversão, esses parâmetros do plano 1 foram usados para determinar os parâmetros do plano 2, para isto foi usado o vetor normal \hat{n} ao plano e o vetor do escorregamento \hat{d} (slip) (Fig.128)

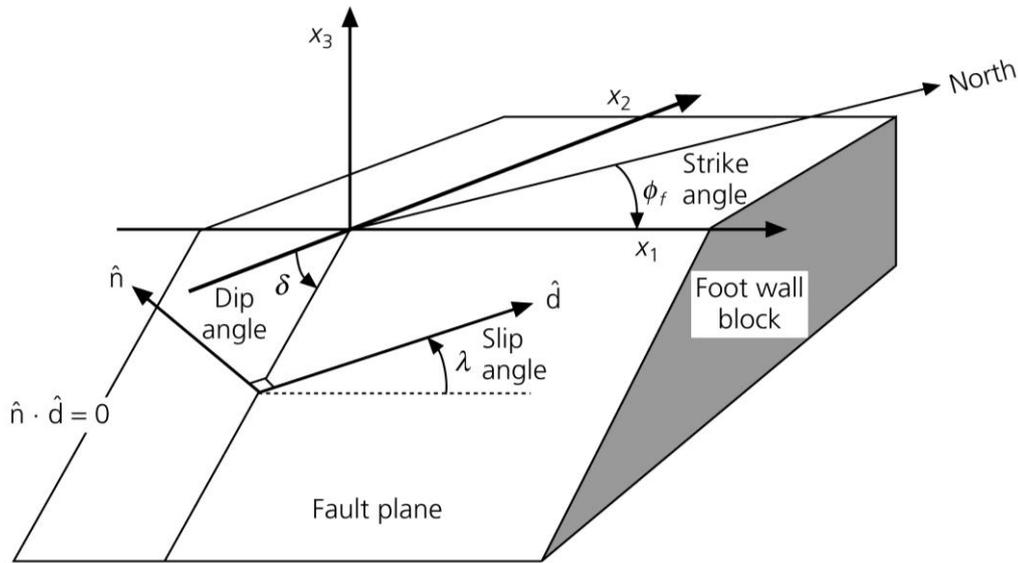


Figura 128: Aproximação a geometria retangular do plano de ruptura, o vetor de escorregamento (slip) descreve o movimento do bloco superior (hanging wall) em relação ao bloco inferior (foot wall). Sendo o comprimento a dimensão ao longo do strike, a largura a dimensão na direção do dip, \hat{n} é o vetor normal ao plano e \hat{d} o vetor de escorregamento. Modificado: Kanamori and Cipar, 1974. Tomado de Stein & Wysession (2003)

Sendo que usando o vetor normal \hat{n}_1 ao plano 1 e o vetor do escorregamento \hat{d}_1 podem ser encontrados os parâmetros do segundo plano, assim:

$$\hat{n} = \begin{pmatrix} -\text{sen}\delta \text{ sen } \phi_f \\ -\text{sen}\delta \text{ cos } \phi_f \\ \text{cos}\delta \end{pmatrix} \quad (231)$$

$$\hat{d} = \begin{pmatrix} \cos \lambda \cos \phi_f + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi_f \\ -\cos \lambda \sin \phi_f + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi_f \\ \sin \lambda \sin \delta \end{pmatrix} \quad (232)$$

$$\hat{d}_1 = \hat{n}_2 \text{ e } \hat{d}_2 = \hat{n}_1 \quad (233)$$

$$\begin{pmatrix} \cos \lambda \cos \phi_f + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi_f \\ -\cos \lambda \sin \phi_f + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi_f \\ \sin \lambda \sin \delta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin \delta \sin \phi_f \\ -\sin \delta \cos \phi_f \\ \cos \delta \end{pmatrix} \quad (234)$$

Tabela 17: Parâmetros da falha derivados do processo de inversão para um modelo de slip uniforme; os valores de Leste e Norte estão em km e representam o ponto central da projeção do fundo do retângulo de falha na superfície. As incertezas são 1σ .

	Solução plano 1		Solução plano 2	
Strike (°)	178	± 3	25*	-
Dip (°)	75*	-	17*	-
Rake (°)	83	± 3	116*	-
U (m) ^a	4.6	± 0.1	1.8	± 0.2
U1 (m) ^b	0.6	± 0.1	-0.9	± 0.2
U2 (m) ^c	4.6	± 0.1	1.8	± 0.2
Comprimento (km)	102	± 4	142	± 11
Mín Profundidade (km) ^d	20	± 1	18	± 3
Max Profundidade (km)	55	± 2	51	± 4
Easting (km)**	-11	± 2	-6	± 8
Northing (km)**	26	± 3	3	± 14
M ₀ (x10 ²⁰ N.m) ^e	5.2	± 0.3	6.3	± 1
Mw	7.7	± 0.1	7.8	± 0.2
Rms residual (mm)	46.4		63.3	

*Parâmetro fixo, no caso do plano 2 são parâmetros determinados partindo dos valores do plano 1

**Referido ao centróide do plano de falha

- f) U é o escorregamento médio (Aki and Richards, 2002)
- g) U1 é o componente trasversal lateral-direito do strike-slip
- h) U2 é o componente dip-slip
- i) A profundidade refere-se à parte superior do retângulo de falha de acordo com a convenção de Okada (1985)
- j) M₀ foi calculado usando a relação M₀=μLWU onde μ=3x10¹⁰ é o módulo de cisalhamento da crosta superior.

A Figura 129 mostra a diferença em LOS entre os dados observados e calculados, com RMS residual de 46.38 mm o que indica um bom ajuste, que permite concluir que os parâmetros apresentados na Tabela 17 são aproximados aos valores do mecanismo focal do terremoto de Pedernales, Equador 2016.

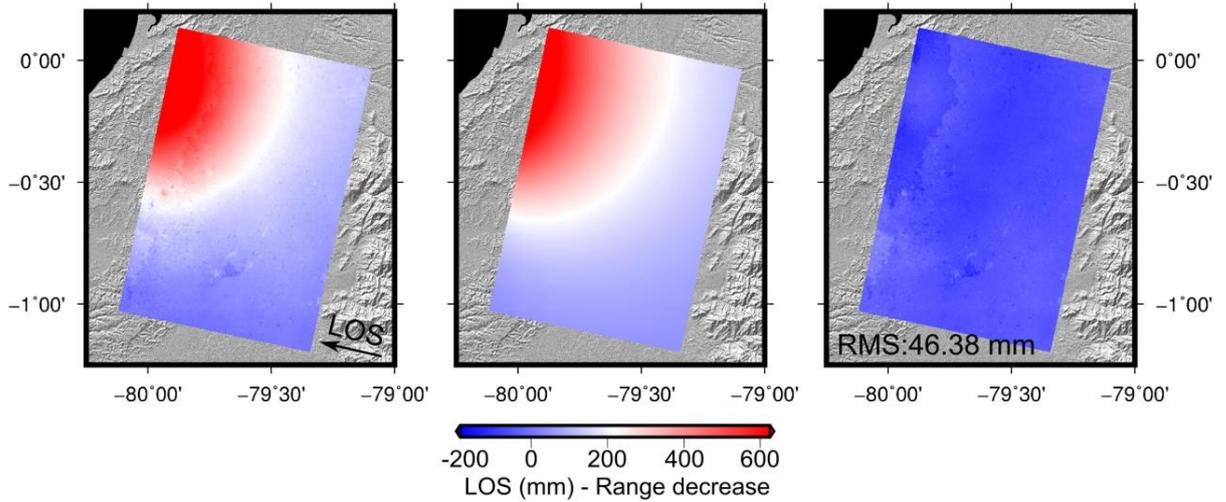


Figura 129: Diferença entre o LOS observado e o calculado. a) LOS observada b) LOS modelada usando o melhor modelo de ajuste (Tabela 17) c) LOS residual (observado menos modelado) de 46.48 mm.

O melhor modelo (Figura 129 e Tabela 17) é uma solução dip-slip inversa, o plano de ruptura 1 possui um comprimento de 102 ± 2 Km e se estende a uma profundidade de $19,7 \pm 1$ km para 55 ± 2 km, e uma largura de 37 ± 2 km (incerteza formal de 1σ) para o plano 1. No caso do plano 2, possui um comprimento de 142 ± 11 e se estende a uma profundidade de 18 ± 1 km para 51 ± 4 km, largura de 82 ± 11 km. O plano 1 tem uma relação slip-to-length de 4.5×10^{-5} e o plano 2 de 1.2×10^{-5} , de acordo com estimativas empíricas de Scholz, (1990) e Funning (2005b). A Figura 130 mostra a diferença entre os interferogramas observado e calculado que mostra uma boa concordância do modelo obtido no processo de inversão.

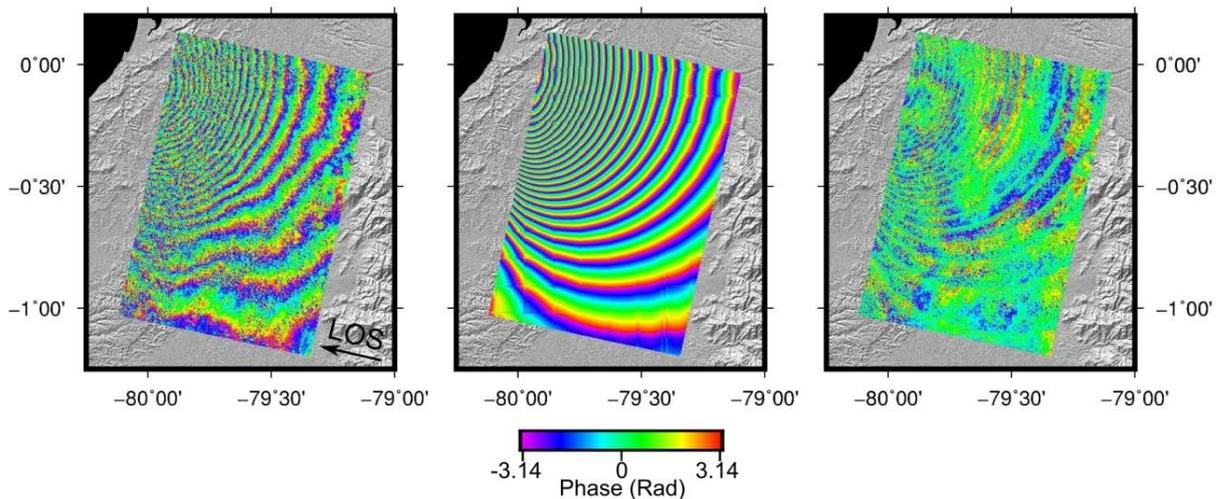


Figura 130: Diferença entre os interferogramas observado e calculado. a) Interferograma observado b) interferograma modelado usando o slip uniforme em uma falha simples rectangular usando o melhor modelo. c) fase residual entre os valores observados e os calculados.

6. DISCUSSÃO

Neste capítulo são discutidos os diferentes resultados obtidos com esta tese: Deformação interssísmica do bloco do Norte dos Andes medida com GNSS (Capítulo 5.1), Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo intraplaca (~10 km) de Quetame, Colômbia 2008 (Capítulo 5.2) e Aplicação ao sismo na zona de subdução (~20km) de Pedernales, Equador 2016 (Capítulo 5.3).

Este trabalho partiu da hipótese científica de que o deslocamento e a deformação do bloco do Norte dos Andes (ND) são consequência do desprendimento desse bloco da placa Sul-Americana (SA). E a motivação da pesquisa foi modelar a deformação da crosta continental no bloco ND para: 1) entender como a deformação tectônica e o esforço estão sendo particionados nessa região, e 2) analisar as componentes da deformação do bloco para explicar o seu aparente escapamento, sendo um ponto muito importante verificar a presença de falhamento strike-slip na margem normal de encurtamento da cordilheira oriental do bloco do Norte dos Andes.

6.1 Deformação interssísmica do bloco do Norte dos Andes medida com GNSS

Os resultados da análise da *deformação interssísmica do bloco do Norte dos Andes medida com GNSS* (Cap. 5.1) indicam que o bloco do Norte dos Andes (ND) apresenta taxas de deformação e rotação tectônicas significativas associadas à geodinâmica do regime compressivo bimodal que causa deformação permanente, falhamentos inversos e transcorrentes, geração de montanhas e acumulação de tensão. As velocidades calculadas para o “escapamento” paralelo à margem (10 mm/ano) ultrapassam a compressão normal à margem (3-4 mm/ano) na Cordilheira Oriental de acordo com o resultado mostrado por Kellogg e Mora (2016). A análise das velocidades do bloco ND em relação à parte estável da placa SA foi feita usando o modelo NNR-MORVEL56, enquanto a solução das velocidades da placa está no marco de referência ITRF2008 NNR. A Figura 131 (Veloza et al., 2012) mostra um esquema de síntese da convergência e o particionamento da deformação do bloco do Norte dos Andes, na Figura b) o resultado obtido nesta tese para os vetores de velocidade no bloco do Norte dos Andes em relação a porção estável da placa Sul-Americana.

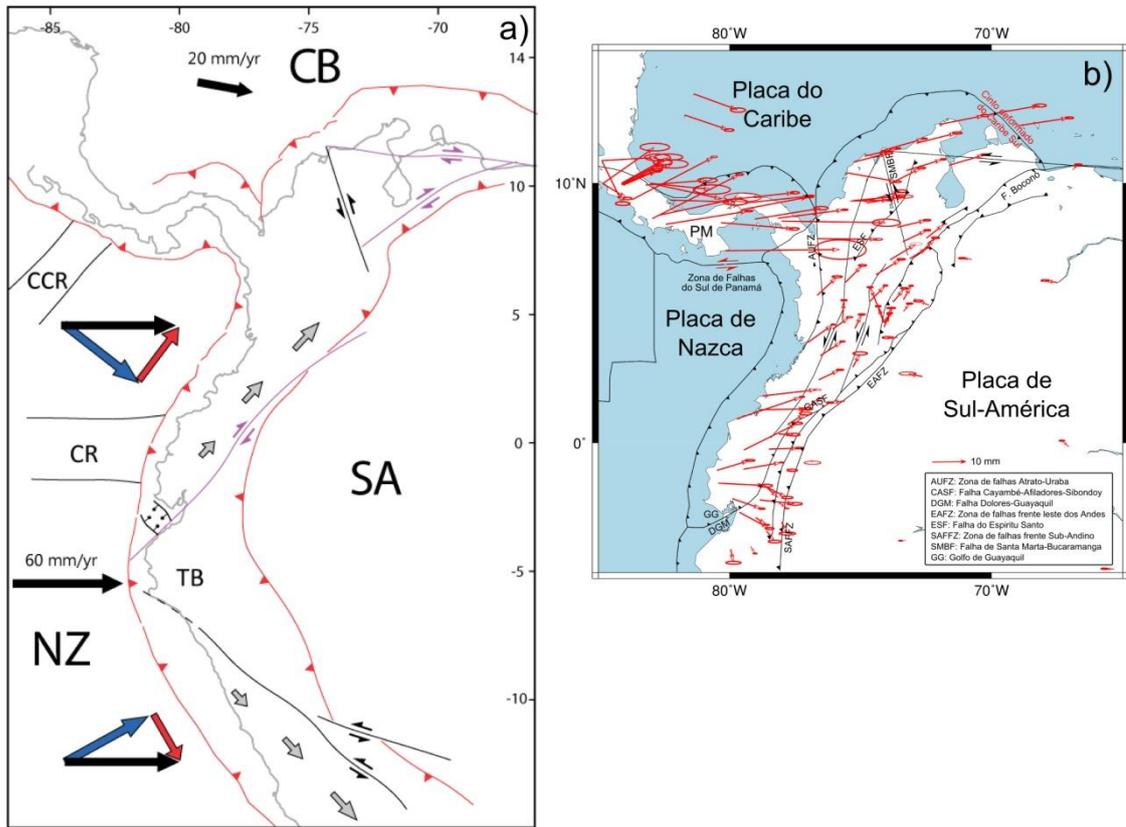


Figura 131: Particionamento do slip no bloco do Norte dos Andes. a) Modelo esquemático do particionamento do slip entre paralelo à margem (seta vermelha), normal à trincheira (seta azul) no bloco do Norte dos Andes. CR-Carnegie Ridge, TB - Talara Bend, CCR – Cocos Ridge, NZ – Placa de Nazca. b) Vetores de velocidade em relação à parte estável de Sul-américa. Nota-se que ao norte dos 1.5°S a direção da placa muda de azimuth para N-W, e fica gradualmente oblíqua à trincheira Equador-Colômbia de maneira similar ao mostrado por Velozza et al. (2012) na Figura da esquerda, embora com diferente latitude o que sugere que o desprendimento do bloco Norte dos Andes está associado à colisão de CR.

A Figura 131 mostra que a configuração dos vetores de velocidade depende da geometria da subducção das placas, mais especificamente do ângulo oblíquo, assim, por exemplo, pode se observar que na altura dos $\sim 1.5^\circ\text{S}$ a convergência é quase ortogonal e, portanto pode ser esperada deformação de cisalhamento puro. No entanto, entre os 1.5°S e 0° os vetores mudam de direção progressivamente para o N-E, e entre 1.5°S e 2.5°S para o S-E. Isto permite entender como o movimento do bloco ND causado pela convergência oblíqua gerou a deformação de corte e o falhamento necessário para desprender o fragmento de placa. A Figura 131 também postula um gradiente de velocidade paralelo a margem da Cordilheira Oriental, mas não é observado claramente na Fig. b).

Em geral, o desprendimento de fragmentos da região de acoplamento inter-placas é controlado ao longo do strike pelo corte basal (Platt, 1993; McCaffrey et al., 2000), mas um arco vulcânico pode ajudar no processo de particionamento porque está localizado na região onde atua a deformação de corte paralela a margem, em uma zona de fraqueza da litosfera induzida termicamente (Beck, 1983). Portanto, se confirmada a convergência oblíqua será

esperada uma mudança na direção e na taxa de convergência na zona de subducção porque tal convergência envolve as placas originais e adicionalmente a placa desprendida (McCaffrey 2002). Assim, podem ser esperadas diferenças no pólo de rotação da placa original e do fragmento desprendido. Além disso a deformação associada com essa convergência oblíqua estará particionada entre compressão normal a margem que causaria falhas inversas e deformação paralela a margem que causaria falhas strike-slip (Fitch, 1972; Jarred 1986; McCaffrey 1994).

De acordo com Egbue et al. (2014) uma fonte importante da deformação orogênica e mudanças no campo de estresse na zona de subducção convergente oblíqua do bloco do Norte dos Andes foi a chegada da crosta engrossada como arcos de ilhas ou cordilheiras assísmicas de Carnegie Ridge há 2 milhões de anos atrás e do arco de Panamá há 12-15 milhões de anos (Coates et al., 2004; Montes et al., 2012). A Figura 132 mostra o mapa de estresse (Egbue et al., 2014) comparado com o mapa dos tensores da taxa de deformação do bloco do Norte dos Andes. Nos dois mapas podem ser identificadas duas tendências: 1) compressão NW-SE associada com a convergência Caribe – Sul-américa e a colisão da micro placa de Panamá, e 2) compressão ENE-WSW associada com subducção de Nazca- Sul-América e subducção de Carnegie Ridge.

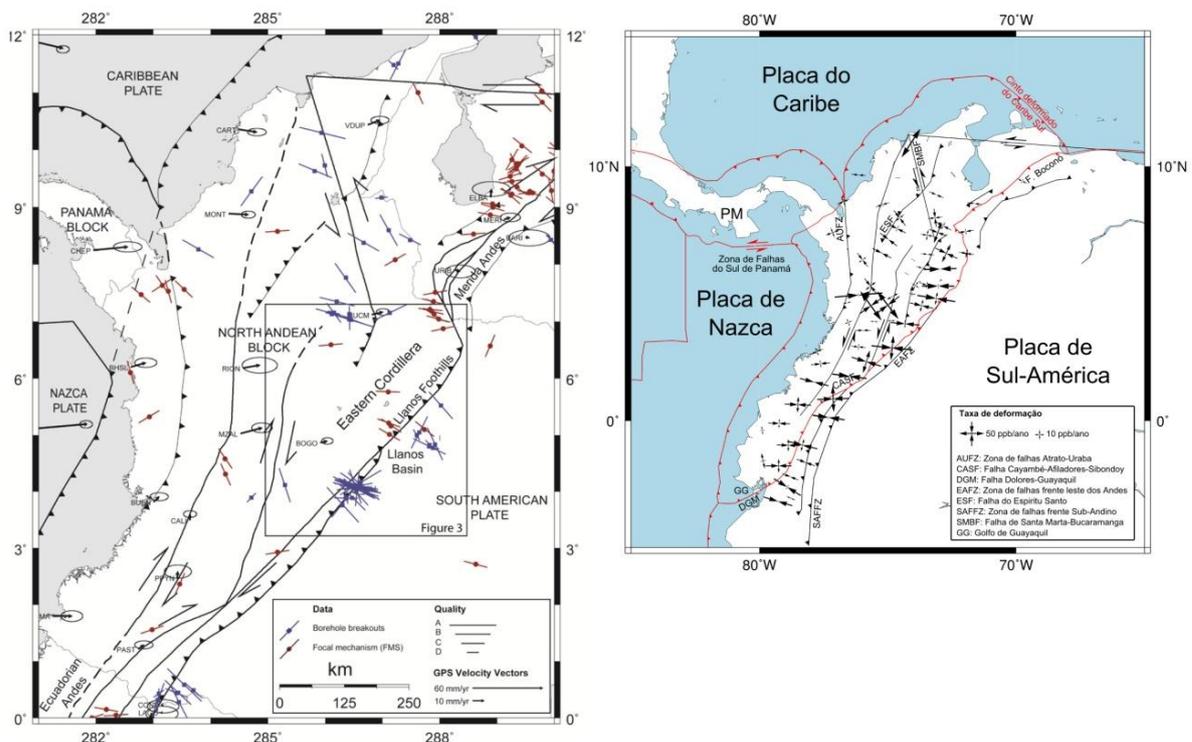


Figura 132: Mapa de estresse e mapa dos tensores da taxa de deformação do bloco do Norte dos Andes. Esquerda: Vetores GPS (Trenkamp et al., 2002) e direções inferidas do estresse máximo horizontal (boreholes) (Torres Fleishman, 1992) e mecanismos focais (Reinecker 2005). As longitudes das barras de estresse indicam a qualidade do dado. Modificado de Egbue et al. (2014). Direita: Eixos principais do tensor de taxa de deformação. Nota-se que a direção do máximo estresse horizontal é consistente com a direção do tensor de deformação. Modificado de Egbue et al. (2014).

Por outro lado, a determinação dos pólos de rotação para as placas SA, SAE e do bloco ND (Tabela 11) mostrou que o deslocamento da placa SAE pode ser explicado quase por completo como a rotação de um corpo rígido, não sendo o caso do bloco ND, que apresenta conjuntamente deformação intraplaca e rotação própria de um corpo rígido. O que também seria consequência do desprendimento do bloco do Norte dos Andes da placa Sul-Americana, porque esse desprendimento gerou um sistema transpressional de falhas localizadas ao longo dos Andes de Mérida, Venezuela, a Cordilheira Oriental e os Andes do Equador. Um dos aspectos mais interessantes dos resultados da análise da deformação e rotação do bloco do Norte dos Andes é o fato de verificar a presença de deformação strike-slip, normal com o sistema zona de falhas da frente leste dos Andes (EAFZ) de acordo ao descrito por McCaffrey (2002) para zonas de subducção oblíqua. Além de verificar que na região assísmica da borda entre o bloco ND e SA a taxa de deformação efetiva apresenta um valor alto o que explica em parte que a região acumula pouca tensão no período inter-sísmico (Ver Fig. 2).

6.2 Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo intraplaca (~10 km) de Quetame, Colômbia 2008

Os resultados da *Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo intraplaca (~10 km) de Quetame, Colômbia 2008* (Cap. 5.2), mostram a localização precisa, o mecanismo focal e os deslocamentos de superfície co-sísmico desse evento, usando fontes de informação (sismológica e geodésica) em escalas espaciais variadas (local, regional, telessísmica). Foram utilizados dados sismológicos (polaridades de ondas P e formas de onda) a fim de restringir a orientação do plano de falha e as relocalizações das réplicas para identificar conclusivamente a orientação do plano de falha. Embora o mecanismo strike-slip já era conhecido, foi melhorada a localização do hipocentro, foi identificado o plano de falha, e foi estimada a geometria da ruptura. Uma contribuição interessante da análise InSAR foi a estimativa da profundidade, o tamanho da ruptura e o deslocamento cosísmico.

O melhor modelo escolhido é a solução strike-slip dextral NNE-SSW (strike 195° e mergulho 82° para o NW) com um pequeno componente normal (Tabela 12). A ruptura nucleada a uma profundidade de ~ 10 km com um escorregamento médio de 0,3m sobre uma zona de falha $9\text{km} \times 11$ km. O momento sísmico e a área de ruptura dão uma estimativa da queda de estresse (stress drop) de 1MPa, que é menor do que a média global de 3MPa, mas dentro do intervalo observado (Allmann e Shearer, 2009).

Um dos aspectos mais interessantes do sismo de Quetame é o fato de que foi um evento strike-slip dextral, alinhado com o sistema zona de falhas da frente leste dos Andes (EAFZ) que não tira proveito de qualquer um dos planos de falha reversos de baixo ângulo identificados (mapeados na Figura 133). E pode ainda atravessar a falha de empurrão de Servitá (Fig. 133). No entanto, os eventos de 2008 parecem estar confinados ao bloco superior (hanging wall) da falha de empurrão mais profunda, uma rampa cega a 18 km de profundidade, com 9 km de deslocamento. A localização das réplicas no bloco superior (hanging wall) deixa em aberto a possibilidade de que alguns dos eventos mais profundos de “escapamento” do bloco do Norte dos Andes sejam transferidos ao noroeste abaixo da rampa basal a um sistema de falhas strike-slip profundo na crosta inferior e no manto superior. As medições de GPS pela rede contínua Geored mostram que o “escapamento” paralelo a margem (10 mm/ano) já ultrapassa a compressão normal a margem (3-4 mm/ano) na Cordilheira Oriental (Kellogg e Mora, 2016), coincidindo com o resultado encontrado no capítulo 5.1.4 (Estimação dos vetores do deslocamento).

O falhamento strike-slip de margem-paralela strike-slip está bem documentado para o sudoeste no Equador e ao nordeste na Venezuela, mas não era muito claro na margem normal de mais de 100 km de encurtamento do Mioceno-Plioceno na Cordilheira Oriental (Egbue e Kellogg, 2010). O sismo de Quetame de 2008 é um sismo de "escapamento", e fornece um exemplo único de como o escorregamento de cisalhamento (shear slip) da margem paralela está sendo particionado. Compreender este evento sísmico é importante para fornecer indícios sobre os mecanismos dos sismos na Cordilheira Oriental e para a avaliação do risco sísmico na área próxima a Bogotá, a densamente povoada capital da Colômbia (~8 milhões de habitantes).

6.3 Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo na zona de subdução (~20km) de Pedernales, Equador 2016

Os resultados da *Estimativa dos parâmetros hipocentrais do sismo na zona de subdução (~20km) de Pedernales, Equador 2016*. (Cap. 5.3), apresentam a localização precisa, o mecanismo focal e os deslocamentos de superfície cossísmico desse evento, usando fontes de informação (sismológica e geodésica) em escalas espaciais variadas (regional e telessísmica).

O mecanismo focal foi determinado com as polaridades das primeiras chegadas das ondas-P e pela inversão do deslocamento cossísmico com InSAR, sendo que as duas soluções apresentam mecanismos compatíveis. A deformação cossísmica modelada indica que dentro das incertezas a área da ruptura desse terremoto coincide notavelmente com a zona de ruptura e a magnitude do terremoto de 1942. Sendo que um aspecto importante é que tanto o terremoto de 1906, como os de 1958 e 1979 geraram tsunamis (Kelleher, 1972; Abe, 1979; Espinoza, 1992), porém os terremotos de 1942 e 2016 não geraram, o que indica em conjunto com a localização do evento, grande associação dos mecanismos de 1942 e de 2016.

Ainda que não haja uma clara evidência para a correlação entre a morfologia do segmento da margem no limite sul das zonas de ruptura de 1906 e 1942, vale a pena tomar em conta que esse limite correlaciona-se estreitamente com o segmento mais raso da trincheira e a anomalia de tendência N65°E de baixa gravidade descrita por Collot et al. (2002). Mendoza & Dewey (1984), sugerem que a ruptura de 1942 foi bloqueada pela aspereza do terremoto de 1958, o que atuou como barreira lateral impedindo a propagação da ruptura. No caso dos

terremotos de 1958 e 1979 se mostrou uma clara associação entre as áreas de ruptura e estruturas que bloquearam a propagação dessa ruptura (Collot et al., 2004), sendo que vários autores sugerem que a subducção da cordilheira oceânica de Carnegie parece controlar o limite sul dos tremores de 1906, 1942 e 2016, como também propiciou o desprendimento do bloco do Norte dos Andes (Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999; Kellogg & Mohriak, 2001).

Embora possa ser considerado um modelo simplificado do plano de ruptura, o modelo descreve bem a geometria da falha. Apesar do bom ajuste, não é possível discriminar diretamente entre os dois planos para determinar qual dos dois é plano principal e o auxiliar devido a simetria do padrão de radiação (Biggs et al., 2006). Embora, sendo uma área de subducção sabe-se que o plano da falha é o plano 2, porque coincide com a geometria da subducção. Além disso, os parâmetros da fonte para o plano 2 mostram melhor coerência com a relação empírica entre o escorregamento médio U e a longitude da falha L , permitindo sugerir que o plano 2 é o que melhor descreve o terremoto de Pedernales (Fig. 134).

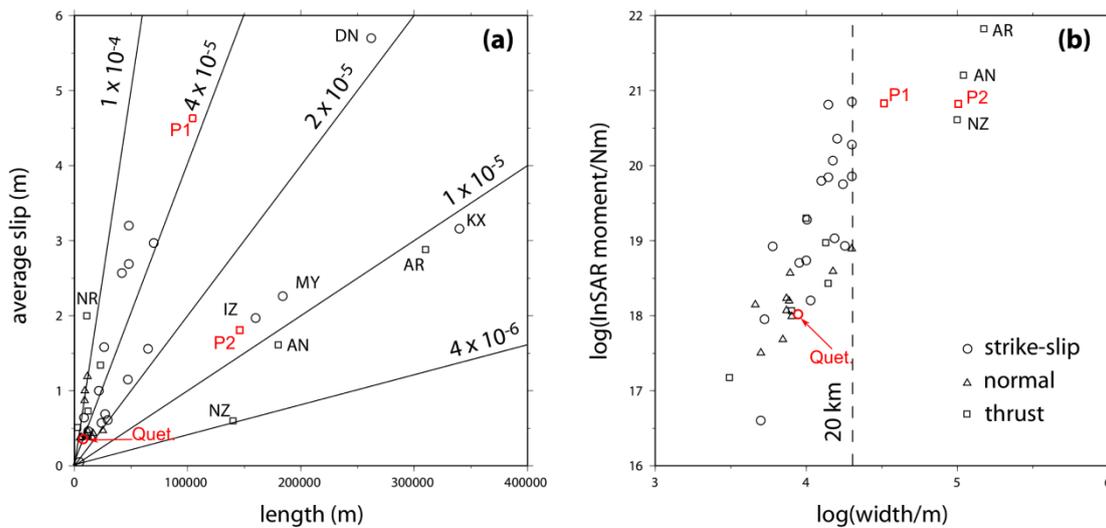


Figura 134: Relações entre parâmetros da fonte de estudos InSAR publicados. a) gráfico do escorregamento médio (slip) medido em metros contra o comprimento da falha L . b) gráfico do Log-Log do momento sísmico, M_0 contra a largura da falha, W . A linha tracejada indica largura da ruptura de 20km, mostrando que todos os eventos ocorridos na crosta são menores de 20 km, o que sugere que a largura sismogênica fica saturada a essa profundidade. Nas duas figuras, o ponto marcado como Quet. Indica o resultado do plano strike-slip calculado para o terremoto de Quetame 2008. Modificado de Funning (2005).

A Figura 134 mostra as relações empíricas entre parâmetros da fonte de estudos InSAR publicados do escorregamento médio (slip) medido em metros contra a longitude da falha L e do Log-Log do momento sísmico, M_0 contra a largura da falha, W (Scholz, 1990; Funning 2005b). Nota-se que a maioria dos terremotos estudados ficam compreendidos na região limitada pelas linhas que representam os valores de 2×10^{-5} e 1×10^{-4} . Embora

alguns terremotos fiquem fora deste intervalo, com razões menores que 2×10^{-5} ou ainda menores, que correspondem a eventos de subducção NZ: Nazca, AN: Antofagasta e AR: Arequipa. Os pontos P1 e P2 correspondem aos dois planos de falhas inversas calculados para o terremoto de Pedernales Equador 2016, sendo que o plano P2 tem um resultado mais compatível com um terremoto de subducção que o P1, portanto sugere que o plano P2 é compatível com o plano do terremoto. Na Figura 132b pode-se observar que os eventos ocorridos na zona de subducção tem largura consideravelmente maior como seria esperado. Sendo que o Plano P2 coincide notavelmente com a sequência dos sismos de subducção apresentados o que confirma e elege o plano 2 como melhor solução do terremoto de Pedernales 2016.

7. CONCLUSÕES

Os resultados deste trabalho apresentam novas evidências que permitem entender como estão sendo particionados a deformação tectônica e o esforço no bloco do Norte dos Andes. Para isso foram aplicadas metodologias envolvendo dados geodésicos e sismológicos que permitiram verificar a hipótese científica deste trabalho verificando que o deslocamento e a deformação do bloco do Norte dos Andes são consequência do desprendimento desse bloco da placa Sul-Americana, sendo que vários autores sugerem que a subducção da cordilheira oceânica de Carnegie parece controlar o limite sul dos tremores de 1906, 1942 e 2016, como também propiciou o desprendimento do bloco do Norte dos Andes (Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999; Kellogg & Mohriak, 2001).

Para estudar a deformação interssísmica foram usados dados de GNSS para calcular um modelo de deslocamento e deformação do bloco do Norte dos Andes, verificando taxas de deformação e rotação significativas associadas à geodinâmica do regime compressivo bimodal. Assim mesmo foi verificado que a velocidade de “escapamento” paralela à margem (10 mm/ano) ultrapassa a compressão normal à margem (3-4 mm/ano) na Cordilheira Oriental, sendo um resultado compatível com o de Kellogg e Mora, (2016). Adicionalmente os resultados sugerem que o bloco do Norte dos Andes é um exemplo de desprendimento de um fragmento de placa devido à convergência oblíqua, o que pode ser confirmado por dois fatos: 1) diferenças na direção e na taxa de convergência na zona de subducção, o que pode ser verificado pelas diferenças nos polos de rotação da placa Sul-Americana e do bloco do

Norte dos Andes e 2). A deformação associada com essa convergência oblíqua estaria particionada entre compressão normal a margem que causaria falhas inversas e deformação paralela a margem que causaria falhas strike-slip (Fitch, 1972; Jarred 1986; McCaffrey 1994). Para comprovar isto foram determinados os tensores da taxa de deformação, que permitiram verificar a presença de deformação strike-slip e compressão normal à margem, de acordo ao descrito por McCaffrey (2002) para zonas de subducção oblíqua. Neste caso ao sistema zona de falhas da frente leste dos Andes (EAFZ).

Para estudar a deformação cossísmica foram calculados vários interferogramas usando imagens de radar de abertura sintética, InSAR, para vários satélites, geometrias orbitais e estratégias de correção de erros, que permitissem determinar a deformação cossísmica de um terremoto. Esses interferogramas foram usados conjuntamente com modelos sintéticos de deslocamento do solo e da linha de visada (LOS) em uma metodologia de inversão do campo de deslocamento, o que permitiu inferir os parâmetros hipocentrais dos eventos estudados (Quetame, Colombia 2008 e Pedernales, Equador 2016). Os resultados da modelagem foram validados por meio da comparação com mecanismos focais obtidos usando várias metodologias como primeiras chegadas das ondas P, inversão de forma de onda e realocização de réplicas, mostrando boa concordância.

No caso do evento de Quetame, embora o mecanismo strike-slip já fosse conhecido, foi melhorada a localização do hipocentro, foi identificado o plano de falha, e foi estimada a geometria da ruptura. Uma contribuição interessante da análise InSAR foi a estimativa da profundidade, o tamanho da ruptura e o deslocamento cossísmico. O sismo de Quetame foi um evento de “escape” strike-slip dextral, alinhado com o sistema zona de falhas da frente leste dos Andes (EAFZ) e fornece um exemplo único de como o escorregamento de cisalhamento (shear slip) da margem paralela está sendo particionado. A localização das réplicas no bloco superior (hanging wall) deixa em aberto a possibilidade de que alguns dos eventos mais profundos de “escapamento” do bloco do Norte dos Andes sejam transferidos ao noroeste abaixo da rampa basal a um sistema de falhas strike-slip profundo na crosta inferior e no manto superior. Compreender este evento sísmico é importante para fornecer indícios sobre os mecanismos dos sismos na Cordilheira Oriental e para a avaliação do risco sísmico na área próxima a Bogotá, a densamente povoada capital da Colômbia (~8 milhões de habitantes).

Para o terremoto do 16 de abril de 2016 em Pedernales, Equador, o mecanismo focal foi determinado com as polaridades das primeiras chegadas das ondas-P e pela inversão do deslocamento cossísmico com InSAR, sendo que as duas soluções apresentam mecanismos

compatíveis. A deformação cossísmica modelada indica que dentro das incertezas a área da ruptura desse terremoto coincide notavelmente com a zona de ruptura e a magnitude do terremoto de 1942. Sendo que um aspecto importante é que tanto o terremoto de 1906, como os de 1958 e 1979 geraram tsunamis (Kelleher, 1972; Abe, 1979; Espinoza, 1992), porém os terremotos de 1942 e 2016 não geraram, o que indica, em conjunto com a localização do evento, grande semelhança dos mecanismos de 1942 e de 2016. Um ponto importante foi o fato de poder discriminar o plano da falha principal e auxiliar, usando a relação empírica entre o escorregamento médio U e a longitude da falha L (Scholz, 1990; Funning 2005b).

8. REFERÊNCIAS

- Abe, K. Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, 84, 1561–1568. 1979.
- Agram P.S. & Zebker, H.A. Sparse two-dimensional phase unwrapping using regular grid methods. *IEEE Geosci. Rem. Sens.* 2009.
- Aggarwal, Y. 1983. Seismic slip rates and earthquake rupture zones in Southern Caribbean: implications for plate motions and earthquake hazard. Abstract of the 10h Caribbean geological conference, p10.
- Aki, K. & Lee, W. Determination of three dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, a homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399. 1976.
- Aki, K., Richards, P. G. *Quantitative Seismology*, Vol. 2, W. H. Freeman, New York. 1980 & 2002.
- Altiner, Y. *Analytical surface deformation theory for detection of the earth's crust movements*: Springer. 1999.
- Allmann, B.P. and Shearer, P.M., 2009. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 114, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
- Argus D.F., R.G. Gordon, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophys. Res. Lett.* (18) 2039-2042, 1991.
- Argus, D.F. & Heflin, M.B. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1973–1976. 1995.
- Argus, D.F., Gordon, R.G. & DeMets, C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net rotation reference frame, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* , 12, doi:10.1029/2011GC00375. 2011.
- Arnadottir, T., Beavan, J., and Pearson, C. Deformation associated with the 18 June, 1994, Arthur's Pass earthquake, New Zealand, *NZ J. Geol. Geophys.*, 38, 553-558. 1995.
- Ashby, N., Spilker J.J. Introduction to relativistic effects on the Global Positioning System. In: Parkinson B.W., Spilker J.J. *Global Positioning System: Theory and applications*, Vol. I, Chapter 18. 1996.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Juliá, J. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*. 2013a. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>.
- Assumpção, M., Bianchi, M.B., Juliá, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R.M., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V. Crustal thickness map of Brazil: data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>. 2013b.
- Audemard, F.E. & Audemard F.A. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America – Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345 299–327. 2002.
- Backus, G. and Gilbert, F. The Resolving Power of Gross Earth Data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 16, 169-205. 1968.
- Backus, G., & Mulcahy, M. Tensors and other Phenomenological Descriptions of Seismic Sources—I. Continuous Displacements. Volume 46, Issue 2 August 1976 Pages 341–361. 1976.
- Barrientos, S. E., and Ward, S. N. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophys. J. Int.*, 103, 589-598. 1990.
- Beck, M.E., On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics* 93, 1-11, Bevan, 1983.
- Beck, S. L., and L. J. Ruff. The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: Evidence for the asperity model, *J. Geophys. Res.*, 89, 9281–9291. 1984.
- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., Simons, M. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone, *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/NGEO1802. 2013.
- Biggs, J., Bergman, E., Emmerson, B., Funning, G., Jackson, J. Fault identification for buried strike-slip earthquakes using InSAR: The 1994 and 2004 Al Hoceima, Morocco earthquakes. *Geophys. J. Int.* (2006) 166, 1347–1362. 2006.
- Bird, P. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3).

<https://doi.org/10.1029/2001GC000252>. 2003.

- Boucher, C., Altamini, Z., Feissel, M., & Sillard, P. Results and Analysis of the ITRF94. IERS Technical Note 20. Centra Bureau of IERS, Observatoire de Paris, France. 1996.
- Bouchon, M., Aki, K. Discrete wave-number representation of seismic source wave fields. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 259-278. 1977.
- Boucher, C., Terrestrial coordinate systems and frames, in *Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics*, Version 1.0, pp. 3289–3292, Inst. of Phys. Publ., Bristol, UK, 2000.
- Bouchon, M., Durand, V., Marsan, D., Karabulut, H. & Schmittbuhl, J. The long precursory phase of most large interplate earthquakes. *Nature Geosci.* 6, 299–302. 2013.
- Bourdon, E., Eissen, J., Gutscher, M., Monzier, M., Hall, M., Cotton, J. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters* 205, 123–138. Cantalamessa. 2003.
- Brodsky, E. & Lay, T. Recognizing Foreshocks from the 1 April 2014 Chile Earthquake. *Science* 344, 700. DOI: 10.1126/science.1255202. 2014.
- Bruyninx, C., Q. Baire, J. Legrand, F. Roosbeek. The EUREF Permanent Network (EPN). Recent Developments and Key Issues, Presented at EUREF symposium, Chisinau, Moldova, May 25-28. 2011.
- Bürgmann, R., Rosen, P., & Fielding, E. Synthetic Aperture Radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 28, 169–209. 2000.
- Byrd, R. H., J. C. Gilbert, and J. Nocedal. A Trust Region Method Based on Interior Point Techniques for Nonlinear Programming. *Mathematical Programming*, Vol 89, No. 1, pp. 149–185. 2000.
- Coates, A.G., Collins, L.S., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., The geology of the Darien, Panama, and the late Miocene-Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 116, 1327e1344. <http://dx.doi.org/10.1130/B25275.1>. 2004.
- Calais, E., Dong, L., Wang, M., Shen, Z., & Vergnolle, M. Continental deformation in Asia from a combined GPS solution. *Geophysical Research Letters*, 33(24), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2006GL028433>. 2006.
- Chlieh, M., Mothes, P.A., Nocquet, J. Jarrin, P. et al. Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters* 400 292–301. 2014.
- Chen, C. W. & Zebker, H. A. Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms. *Journal of the Optical Society of America A*, vol. 17, pp. 401-414. 2000.
- Chinnery, M. A. The deformation of the ground around surface faults. *Bulletin of the Seismological Society of America* 51, 355–372. 1961.
- Clarke, P.J., Paradissis, D., Briole, P., England, P.C., Parsons, B.E., Billiris, H., Veis, G., & Ruegg, J.-C. Geodetic Investigation of the 13 May 1995 Kozani – Grevena (Greece) Earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 24(6), 707–710. 1997.
- Cleveland, M., Ammon, C. Precise relative earthquake location using surface waves 14 June 2013 DOI: 10.1002/jgrb.50146. 2013.
- Colmenares, L., Zoback, M.D. Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology* 31 (8), 721e724. 2003.
- Collot, J.-Y., P. Charvis, M. A. Gutscher, and S. Operto Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismogenic zone, *Eos Trans. AGU*, 83(17), 189–190. 2002.
- Corredor, F. Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. *Tectonophysics* 372 (3e4), 147e166. 2003.
- Correia, A. H. Projeto, desenvolvimento e avaliação de classificadores estatísticos pontuais e contextuais para imagens SAR polarimétricas. 1998. 271 p. (INPE-7178-TDI/679). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos. 1998.
- Cortés, M., Angelier, J., Colleta, B. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics* 24, TC1008. <http://dx.doi.org/10.1029>. 2005.

- Cortés, M., Angelier, J. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403, 29–58. 2005.
- Costa, S.M.A., A.L. Silva, and J.A. Vaz. Processing evaluation of SIRGAS–CON network by IBGE Analysis Center. In: *Geodesy for Planet Earth, IAG Symposia*, 136:859–868. doi: 10.1007/978-3-642-20338-1_108. 2012.
- Cumming, I. & Bennett, J. Digital processing of Seasat SAR data, in *Proc. IEEE ICASSP '79*, Apr 1979, pp. 710-718. <http://ieeexplore.ieee.org/stamp/stamp.jsp?tp=&arnumber=1170630>. 1979
- Curlander, J. C., and R.N. McDonough. *Synthetic Aperture Radar: Systems and Signal Processing*. John Wiley and Sons, 647 pp. 1991.
- Dalmolin, Q. Ajustamento por Mínimos Quadrados. Universidade Federal do Paraná. Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Editora da UFPR, Curitiba, 2002.
- Dawson, J., Cummins, P., Tregoning, P., Leonard, M. Shallow intraplate earthquakes in Western Australia observed by Interferometric Synthetic Aperture Radar. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, B11408, doi:10.1029/2008JB005807. 2008.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 21, no. 20, 2191-2194, 1994.
- DeMets, C., R. G. Gordon, and D. F. Argus, Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181, 1-80, 2010.
- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., Mascle, G. Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science* 328, 181–187. Dumont. 1999.
- Dias, F., Zahradník, J., Assumpção, M., Path-specific, dispersion-based velocity models and moment tensors of moderate events recorded at few distant stations: Examples from Brazil and Greece, *Journal of South American Earth Sciences*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.004>. 2016.
- Di Cenzo, A. *Synthetic aperture radar and digital processing: an introduction*. JPL Publication. Pasadena, CA, JPL, Feb. 1981.
- Dixon, T. H. An introduction to the Global Positioning System and some geological applications, *Rev. Geophys.*, 29, 249-276. 1991.
- Drewes H., Heidbach O. The 2009 Horizontal Velocity Field for South America and the Caribbean. In: Kenyon S., M.C. Pacino, U. Marti (Eds.), *Geodesy for Planet Earth, IAG Symposia*, 136: 657-664. 2012.
- Egbue, O., Kellogg, J.N. Pleistocene to Present North Andean “escape”, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2010.04.021. 2010.
- Egbue, O., Kellogg, J., Aguirre, H., & Torres, C. Evolution of the stress and strain fields in the Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of Structural Geology*, 58, 8–21. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.004>. 2014.
- Ego, F., Sebriera, M., Lavenuc, A., Yepes, H., Egues, A. Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259 (1–3), 101–116. 1996.
- Ekström, G., Nettles, M., and Dziewonski, A. M. The Global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1–9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002. 2012.
- El-Rabbany, A. *Introduction to GPS: the Global Positioning System*. ISBN 1-58053-183-1. Artech House. 2002.
- Ellis, R. G., & Oldenburg, D. W. Applied geophysical inversion. *GJI*, Volume 116, Issue 1, January 1994, Pages 5–11. 1994.
- Engdahl, M. E., Hyypä, J. M. Land-cover classification using multitemporal ERS-1/2 InSAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Volume:41, Issue: 7. 2003.
- England, P., and G. Houseman. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone, *J. Geophys. Res.*, 91, 3664–3676. 1986.
- Erazo, J., Tovar, M. Análisis de Réplicas Sismo de Quetame. Informe final. Analisis réplicas sismo Quetame. P–IF023–220710. Colombian Geological Service. 2010.

- Espinoza, J. Terremotos tsunamigenicos en el Ecuador, *Acta Oceanogr. Pac.*, 7(1), 21–28. 1992.
- Evernden, J. F. Precision of epicenters obtained by small numbers of worldwide stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 1365-1398. 1969.
- Farolfi, G., & Del Ventisette, C. Contemporary crustal velocity field in Alpine Mediterranean area of Italy from new geodetic data. Article in *GPS Solutions*. 2015.
- Feigl, K., A. Sergent, and Jacq, D. Estimation of an earthquake focal mechanism from a satellite radar interferogram: Application to the December 4, 1992 Landers aftershock, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1037-1040. 1995.
- Feigl, K. and Dupré, E. RNGCHN: a program to calculate displacement components from dislocations in an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation, *Computers and Geosciences*, 25, 695-704. 1999.
- Feigl, K. Estimating earthquakes source parameters from geodetic measurements. *International Handbook earthquake and engineering seismology*, Volume 81A. Elsevier. 2002.
- Feigl, K. and Thurber C. H. A method for modelling radar interferograms without phase unwrapping: application to the M 5 Fawnskin, California earthquake of 1992 December 4. *Geophysical Journal International* 176(2): 491-504. 2009.
- Feng, W. Modelling co- and post-seismic displacements revealed by insar, and their implications for fault behavior. Doctoral thesis. 2015.
- Fialko, Y., Simons, M. and Agnew, D. The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 Mw7.1 Hector Mine earthquake, California, from space geodetic observations, *Geophysics. Res. Lett.*, 28, 3063-3066. 2001.
- Fialko, Y. Evidence of fluid-filled upper crust from observations of post-seismic deformation due to the 1992 Mw7.3 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 109, B08401, doi:10.1029/2004JB002985. 2004.
- Fitch, T.J., Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 77, 4432-4460, 1972.
- Flinn, E. A. Confidence regions and error determinations for seismic event location. *Rev. of Geophysics.*, 3, 157-185. 1965.
- Fossen, H. *Structural Geology* 1st Edition. ISBN-13: 978-0521516648. 2016.
- Fowler, C.M., *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics* 2nd Edition. Cambridge University Press; 2 edition. 2004.
- Frémont, M. and Malone, S.D., High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington. *Journal of Geophysical Research* 92: doi: 10.1029/JB080i010p10223. issn: 0148-0227. 1987.
- Freytmuller, J., Kellogg J., Vega, V. Plate motions in the north Andean region. *J. Geophysics Res.* 98. 21823-21863. 1993.
- Freytmuller, J., King, N. E., and Segall, P. The coseismic slip distribution of the Landers earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 646–659. 1994.
- Funning, G. J., Parsons, B., Wright, T. J., Jackson, J. A., & Fielding, E. J. Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat ASAR imagery. *J. Geophys. Res.* 2005a.
- Funning, G. J. Source parameters of large shallow earthquakes in the Alpine-Himalayan belt from InSAR and waveform modeling. PhD Thesis. 2005b.
- Franklin, J. N. Well-posed stochastic extensions of illposed linear problems, *J. Math. Anal. Appl.*, 31, 682–716. 1970.
- Freytmuller, J., Kellogg J., Vega, V. Plate motions in the north Andean region. *J. Geophysics Res.* 98. 21823-21863. 1993.
- Fréchet, J. *Sismogenèse et doublets sismiques*, Thèse d'Etat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 206 pp. 1985.
- Fremont, M.J., & Malone S. D. High precision Relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington, *J. Geophys. Res.* 92, 10,223–10,236. 1987.
- Gaboardi, C. Utilização de imagem de coerência SAR para classificação do uso da terra: Floresta Nacional do Tapajós. Tese de doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2002.

- Gabriel, A.K., Goldstein, R.M. & Zebker, H.A. Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry. *J. of Geophysical Research* 94(B7): 9183–9191. 1989.
- Gens, R. Quality assessment of SAR interferometric data, *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universitaet Hannover*, Nr. 226, Dissertation, 86–88, 1998.
- Gens, R. & Genderen, J. SAR interferometry, Issues, techniques, applications. *International Journal of Remote sensing*. 1996.
- Gill, P. E. Murray, W., M. Saunders, A. and Wright, M. H. User's Guide for NPSOL (Version 4.0): A Fortran Package for Nonlinear Programming. 1986.
- Gilbert, F. Excitation of the normal modes of the Earth by earthquake sources, *Geophysical Journal of the Royal Astrophysical Society*, 22, 223-226. 1970.
- Goldstein, R.M., Zebker, H.A. & Werner, C.L. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science* 23(4): 713–720. 1988.
- Goldstein, P., & Dodge, D. Fast and accurate depth and source mechanism estimation using P-waveform modeling: A tool for special event analysis. 1999.
- Goldstein, R.M. and C. L. Werner. Radar interferogram filtering for geophysical applications: *Geophys. Res. Lett.* 25, 4035-4038. 1998.
- Gomberg, J. S., Shedlock, K. M. & Roecker., S. W. The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 1605-1628. . 1990.
- Got, J., Fréchet, J., and Klein, F.W. Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. R.* 99, 15375-15386. 1994.
- Gripp, A.E., and Gordon, R.G., Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophys. J. Int.*, 150, 321-361, 2002.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y. Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3–4), 255–270. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6). 1999.
- Han, S. P. A Globally Convergent Method for Nonlinear Programming. *Journal of Optimization Theory and Applications*, Vol. 22, pp. 297. 1977.
- Hanssen, R.F., *Radar Interferometry, Data Interpretation and Error Analysis*. Springer .DOI 10.1007/0-306-47633-9 ISBN 978-0-7923-6945-5. Number of pages XVIII, 308. 2001.
- Hardebeck, J. L. & Shearer, P. M. A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2264–2276. 2002.
- Havskov, J., & Ottemöller, L. SeisAn earthquake analysis software, *Seism. Res. Let.*, 70, 532–534. 1999.
- Havskov, J., & Ottemöller, L. SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70, 532-534. 2000.
- Havskov, J., & Ottemöller, L. SEISAN: The earthquake analysis software for Windows, SOLARIS, LINUX and MAC Version 8.2. Manual, Department of Earth Science, University of Bergen, Norway. 2008.
- Havskov, J. & Ottemoller, L. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer London, Limited. 2010.
- Hellwich, O. SAR Phase Unwrapping Using Adaptive Recursive Smoothing. In: *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. (32) 3/1, pp. 492–500. 1998.
- Helmberger, D. V. Numerical seismograms of long-period body waves from seventeen to forty degrees, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 63, 633–646. 1973.
- Herd, D. G., T. L. Youd, H. Meyer, J. L. Arango C., W. J. Person, and C. Mendoza. The Great Tumaco, Colombia earthquake of 12 December 1979, *Science*, 211, 441–445. 1981.
- Hirth, J. P., and J. Lothe. *Theory of dislocations*. Malabar, FL: Krieger Publishing Co., pp. 73–78. 1992.
- Hofmann-Wellenhof B, Lichtenegger H, Collins J. *GPS theory and practice*. Springer-Press, Wien. 1997, 2001.
- Hofstetter, A. On the reliability of focal plane solutions using first motion readings. *Journal of Seismology*, 18(1), 181–197. 2014.

- Henderson, F.M. and A.J. Lewis. Chapter 1, Introduction in F.M. Henderson and A. J. Lewis, eds. *Principles and Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing*, 3rd ed., v. 2. NY: John Wiley & Sons, Inc. pp. 1-7. 1998.
- Houseman, G., and P. England. Crustal thickening versus lateral expulsion in the India-Asian continental collision, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,233–12,249. 1993.
- Jarrerd, R. D., Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers, *Geology* 14, 780-783. 1986.
- Johnston, A. C., L. R. Kanter, K. J. Coppersmith, and C. A. Cornell. The earth- quakes of stable continental regions , Tech. rep., Palo Alto. Joskow. 1994.
- Johnston, A. C. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions—II. Historical seismicity, *Geophysical Journal International*, 125, 639–678. 1996.
- Jónsson, S., Zebker, H., Segall, P., & Amelung, F. Fault slip distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine earthquake, California, estimated from satellite radar and GPS measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(4), 1,377–1,389. 2002.
- Jordan, T. H., Sverdrup, K. A. Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south. central Pacific, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1105– 1130. 1981.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361. 1983.
- Kagan, Y. 3-D rotation of double couple earthquake source. *Geophysics Int.* 106(3), 709-716. 1991.
- Kanamori, H & Cipar J. Focal process of the great Chilean earthquake May 22 1960. *Phys earth planet inter.* 9. 128-136. 1974.
- Kanamori, H. *Mechanics of Earthquakes: Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 22, p. 207-237.1994.
- Kanamori, H., and K. C. McNally. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(4), 1241–1253. 1982.
- Kanamori, H., and J. W. Given. Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 8–31. 1981.
- Kaplan, G.H. The IAU Resolutions of Astronomical Constants, Time Scales, and the Fundamental Reference Frame. USNO Circular, No. 163, U.S. Naval Observatory, Washington, DC. 1981.
- Kelleher, J. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, 77, 2087–2103. 1972.
- Kellendorfer, J., Walker, J., Pierce, L., Dobson, C., Fites, J. and C. Hunsaker. Vegetation height estimation from shuttle radar topography mission and national elevation datasets, *Remote Sensing of Environment.* 93:339–358. 2004.
- Kellogg, J.N., & Vega, V. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. In: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: GSA Special Paper*, 295, pp. 75–90. 1995.
- Kellogg, J., & Mora, H. Panama Arc-North Andes collision: “Broken indenter” model from new GPS velocity field, IASPEI - Regional Assembly (Latin-American and Caribbean Seismological Commission - LACSC), San Jose, Costa Rica. 2016.
- Kellogg, J.N., & Mohriak, W. Tectonic and geological environment of coastal South America. In: Seeliger, U., Kjerfve, B. (Eds.), *Coastal Marine Ecosystems of Latin America: Ecological Studies*, vol. 144, pp. 1–16. 2001.
- Kellogg, J. N. *Tectonics*, vol. 4, no. 7, pages 785-790, December 1985 Reply. Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, Honolulu Bonini. W. E. Department of Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, New Jersey. 1985.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori. Inversion of complex body waves, III, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 81, 2335–2350. 1991.
- King R.W., Masters E.G., Rizos C., Stolz A., Collins J. *Surveying with Global Positioning System*. Dümmler-Verlag, Bonn. 1987.

- Klein, F. W. User's guide to HYPOINVERSE, a program for VAX and Professional 350 computers to solve for earthquake locations, U.S. Geological Survey Open-File Report 85-515, 53 p. 1985.
- Kovalevsky, J., I. I. Mueller, and B. Kolaczek (Eds.), Reference Frames in Astronomy and Geophysics, 474 pp., Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1989.
- Křížová, D., J. Zahradník, and A. Kiratzi. Resolvability of isotropic component in regional seismic moment tensor inversion, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, no. 4. 2013.
- Lahr C. HYPOELLIPSE: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude, and First-Motion Pattern. Version 1.0 U. S. Geological Survey Open-File. 1999.
- Langley, R.B. Propagation of the GPS signals. In: Kleusberg A, Teunissen PJG (eds) GPS for geodesy. Springer-Verlag, Berlin. 1998.
- Lavenu, A. Neotectónica De Los Andes Entre 1 ° N Y 47 ° S (Ecuador , Bolivia Y Chile): Una Revisión. *Recherche*, 61(4), 504–524. 2006.
- Lay, T., H. Kanamori, and L. Ruff The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthquake Predict. Res.*, 1, 3–71. 1982.
- Leick, A. GPS satellite surveying. John Wiley & Sons Ltd., New York. 1995.
- Legemann, D. Lecture notes of geodesy. Technical University Berlin. 2002.
- Legemann D & Xu G. Zur Helmert-Transformation von terrestrischen und GPS-Netzen. *ZfV*. 1991.
- Li, F. K. and R. M. Goldstein, Studies of multi-baseline space-borne interferometric synthetic aperture radars, *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, 28, 88-97, 1990.
- Lillesand, T.M. & Kiefer, R.W. Remote Sensing and Image Interpretation. New York: John Wiley & Sons. 2000.
- Lienert, B. Hypocenter3.2 manual a computer program for locating earthquakes locally, regionally and Globally, 74 pp. 1994.
- Lienert, B. R. E. and Havskov, J. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seis. Res. Lett.*, 66:26–36. 1995.
- Lohman, R. The inversion of geodetic data for earthquake parameters. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology – Caltech. 2004.
- Lohman, R., and Simons, M. Locations of selected small earthquakes in the Zagros mountains. *Geochem. Geophys. Geosys.* Volume 6, Number 1 Q03001, doi:10.1029/2004GC000849. 2005a.
- Lohman, R. B., & Simons, M. Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation: noise structure and data downsampling. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 6(1), Q01007, doi:10.1029/2004GC000841. 2005b.
- Lohman, R. B., Simons, M., & Savage, B. Location and mechanism of the Little Skull Mountain earthquake as constrained by satellite radar interferometry and seismic waveform modeling. *J. Geophys. Res.*, 107(6), ETG 7, doi:10.1029/2001JB000627. 2002.
- Lopes, A.E. Mecanismos focais e esforços litosféricos No Brasil, Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo, São Paulo. 2008.
- Liu, Z., and Jung H.S., 2014. Joint Correction of Ionosphere Noise and Orbital Error in L-Band SAR Interferometry of Interseismic Deformation in Southern California. *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing*, VOL. 52, NO. 6.
- Lu, Z., C. Wicks, D. Dzurisin, W. Thatcher, J. Freymueller, S. McNutt, and D. Mann. Aseismic inflation of Westdahl volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1567-1570. 2000.
- McCaffrey, R., Global variability in subduction thrust zone-forearc systems. *Pure Appl. Geophys.* 141, 173e224. 1994.
- McCaffrey, R., Estimates of modern arc-parallel strain rates in fore arcs, *Geology* 24, 27-30. 1996.

- McCaffrey, R., P. Zwick, Y. Bock, L. Prawirodirdjo, J. Genrich, C. W. Stevens, S. S. O. Puntodewo, and C. Subarya, Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling, *J. Geophys. Geophys. Res.*, 105, 28,363-28,376, 2000.
- McCaffrey, R. Crustal block rotations and plate coupling. *Plate Boundary Zones*, 30, 101–104. <https://doi.org/10.1029/GD030p0101>. 2002.
- Malvern, L. E. Introduction to the mechanics of continuous media. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall. 1969.
- Manchuel, K., Régnier, M., Béthoux, N., Font, Y., Sallarès, V., Díaz, J., & Yepes, H. New insights on the interseismic active deformation along the North Ecuadorian-South Colombian (NESC) margin. *Tectonics*, 30(4), 1–25. <https://doi.org/10.1029/2010TC002757>. 2011.
- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Rabaute. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364, 138-142. 1993a.
- Massonnet, D. & Rabaute, T. Radar interferometry: limits and potential, *IEEE Trans. Geoscience & Rem. Sensing*, 31, 455–464. 1993b.
- Massonnet, D. & Feigl, K. Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1537-1540. 1995a.
- Massonnet, D. & Feigl, K. Satellite radar interferometric map of the coseismic deformation field of the M = 6.1 Eureka Valley, California Earthquake of May 17, 1993. *Geophysical Research Letters* 22: doi: 10.1029/95GL01088. issn: 0094-8276. 1995b.
- Massonnet, D., K. Feigl, H. Vadon, and M. Possi, Coseismic deformation field of the M=6.7 Northridge, California earthquake of January 17, 1994 recorded by two radar satellites using interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 969-972, 1996.
- Massonnet, D. & Feigl, K. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Rev. Geophys.*, 36, 441-500. 1998.
- Mendoza, C., and J.W. Dewey. Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74(2), 577–593. 1984.
- McCarthy D.D., & Luzum B.J. Using GPS to determine Earth orientation. In: *GPS Trends in Precise Terrestrial, Airborne, and Spaceborne Applications: 21 st IUGG General*. 1995.
- Mellors, R. and Magistrale H. Reconciling InSAR and seismic observations of moderate size earthquakes, Report of the USGS/NEHRP Grant 03HQGR0009. San Diego State University. 2004a.
- Mellors, R., Magistrale, H. Earle, P. & Cogbill, A. Comparison of four moderate size earthquakes in Southern California using seismology and InSAR. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94(6). 2004b.
- Montes, C., Bayona, G., Cardona, A., Buchs, D.M., Silva, C.A., Morón, S., Hoyos, N., Ramírez, D.A., Jaramillo, C.A., Valencia, V.. Arc-continent collision and orocline formation: closing of the Central American seaway. *J. Geophys. Res.* 117, B04105. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008959>. 2012
- Mora, A., Horton, B., Mesa A., Rubiano, J., Ketcham, R., Parra, M., Blanco, V., Garcia, D., Stockli, D. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *American Association of Petroleum Geologists, AAPG bulletin*. 1543-1580. 2010.
- Mora, H., López, S., Acero, N., Ramirez, J., Salcedo, E., Trenkamp, R. Análisis geodésico y deformación sismotectónica asociada al sismo de Quetame, Colombia, 24 de Mayo de 2008. *Boletín geológico*, 43 (1-2), 2009, pp17-32. 2009.
- Moritz, H. Geodetic Reference System 1980. *Bulletin Geodesique*, vol. 54, No 3, 1980.
- Myers, S., Begnaud, M., Ballard, S., Pasyanos, M., Phillips, W. Ramirez, A., Antolik, M., Hutchenson, K., Dwyer, J., Rowe, C. and Wagner. A Crust and Upper-Mantle Model of Eurasia and North Africa for Pn Travel-Time Calculation. *G. Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 2, pp. 640–656, April 2010, doi: 10.1785/0120090198. 2010.

- Mura, J. C. Geocodificação Automática de Imagens de Radar de Abertura Sintética Interferométrico: Sistema Geo-InSAR, Tese de Doutorado, INPE, agosto, 2000.
- Mura, J. C. Notas de aula do curso processamento de imagens SAR, SER-410, material não publicado. Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). 2013.
- Murakami, M., M. Tobita, S. Fujiwara, T. Saito, and H. Masaharu, Coseismic crustal deformations of 1994 Northridge, California, earthquake detected by interferometric JEP-S I Synthetic aperture radar, *J. Geophys. Res.*, 101, 8605-8614, 1996.
- Murray, M. H., Marshall, G. A., Lisowski, M., and Stein, R. S. The 1992 $M = 7$ Cape Mendocino, California earthquake: Coseismic deformation at the southern end of the Cascadia megathrust, *J. Geophys. Res.*, 101, 17,707-17,725. 1996.
- Nettles, M., Ekstrom, G. & Koss H.C. Centroid–moment-tensor analysis of the 2011 Tohoku earthquake and its larger foreshocks and aftershocks. Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, USA. 2011.
- Nocquet, J. M. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results, *Tectonophysics*, 578, 220–242. 2012.
- Parsons, B., Wright, T., Rowe, P., Andrews, J., Jackson, J., Walker, R., Khatib, M., Talebian, M., Bergman, E. Engdahl, E. *Geophysical Journal International*. The 1994 Sefidabeh (eastern Iran) earthquakes revisited: new evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02655.x. 2006.
- Pasyanos, M. E., W. R. Walter, M. P. Flanagan, P. Goldstein, and J. Bhattacharyya. Building and testing an a priori geophysical model for western Eurasia and North Africa, *Pure Appl. Geophys.* 161, 235–281. 2004.
- Pavlis, G.L., Appraising earthquake hypocenter location errors: A complete, practical approach for single-event locations. *Bulletin of the Seismological Society of America* December 1986 76:1699-1717. 1986.
- Peltzer, G., and Rosen, P. Surface displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California earthquake observed by SAR interferometry, *Science*, 268, 1333-1336. 1995.
- Peltzer, G., & P. Tapponnier. Formation and evolution of strike- slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: An experimental approach, *J. Geophys. Res.*, 103, 15,085–15,117. 1998.
- Peltzer, G., & F. Saucier Present-day kinematics of Asia derived from geological fault rates, *J. Geophys. Res.*, 101, 27,943–27,956. 1996.
- Pennington, W.D. Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research* 86, 10753–10770. 1981.
- Poupinet, G., Ellsworth, V.L. and Frechet, J. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras fault, California. *Journal of Geophysical Research* 89: doi: 10.1029/JB089iB07p05719. issn: 0148-0227. 1984.
- Platt, J. P., Mechanics of oblique convergence, *J. Geophys. Res.* 98, 16239-16256, 1993.
- Press, F., Earth models obtained by Monte Carlo inversion. *J. Geophys. Res.*, 73, 5223–5234. 1968.
- Press, F., Earth models consistent with geophysical data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3, 3–22. 1970.
- Pritchard, M. E., M. Simons, P. A. Rosen, S. Hensley and F. H. Webb. Coseismic slip from the July 30, 1995, $M_w = 8.1$ Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International* 150, 362-376. 2002.
- Poupinet, G., Ellsworth, V.L. and Frechet, J. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras fault, California. *Journal of Geophysical Research* 89: doi: 10.1029/JB089iB07p05719. issn: 0148-0227. 1984.
- Poutanen, M., Vermeer, M., Maekinen, J. The permanent tide in GPS positioning. *J Geodesy* 70. 499–504. 1996.
- Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, 1135–1154. 1985.

- Okada, Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82, 1018–1040. 1992.
- Oppenheimer, D. H., Herkenhoff, K. E. Velocity-density properties of the lithosphere from three dimensional modeling at The Geysers-Clear Lake region, California. *J. Geophys. Res.* 86 : 6057-65. 1981.
- Raney, R. K. Radar Fundamentals: Technical Perspective. Principles and Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing, F. Henderson and A. Lewis, Eds., 3d. ed., Vol. 2, John Wiley and Sons, 9–130. 1998.
- Rhea, S., Tarr, A.C., Hayes, G., Villaseñor, A., Furlong, K.P., and Benz, H.M.; 2010. Seismicity of the Earth 1900-2007, Nazca plate and South America: U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1083-E, 1 map sheet, scale 1:12,000,000.
- Reischung, P., Griffiths, J., Ray, J. et al. IGS08: the IGS realization of ITRF2008GPS Solut 16: 483. doi:10.1007/s10291-011-0248-2. 2012.
- Reid, H. F. The California Earthquake of April 18, 1906, vol. 2, The Mechanics of the Earthquake, Report of the State Investigation Commission, Carnegie Inst. of Washington, DC. 1910.
- Remondi, B. Using the Global Positioning System (GPS) phase observable for relative geodesy. Modelling, processing, and results. University of Texas at Austin, Center for Space Research. 1984.
- Rigo, A., & Massonnet, D. Investigating the 1996 Pyrenean earthquake (France) with SAR interferograms heavily distorted by atmosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1,925–1,928. 1999.
- Rongved, L. & Frasier, J. T. Displacement discontinuity in the elastic half-space, *J. Appl: Mech.* 25, 125-128. 1958.
- Rosen, P. A., Hensley, S., Peltzer, G., & Simons, M. Updated Repeat Orbit Interferometry Package Released. *Eos Trans. AGU*, 85(5), 35. 2004.
- Rosenqvist, A., Shimada, M. Itoh, N. and Watanabe, M. ALOS PALSAR: A Pathfinder mission for global-scale monitoring of environment, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 45(11), 3307–3316. 2007.
- Rubinstein, R., Simulation and the Monte Carlo Method. Wiley. 304pp ISBN 0471089176, 9780471089179. 1981.
- Ruegg, J.C. Rudloff, A. Vigny C. Madariaga de Chabaliere a, J. Campos E. Kausel S. Barrientos D. Dimitrov. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. 2008.
- Sánchez, L; Drewes, H. SIR15P01: Multiyear solution for the SIRGAS Reference Frame, doi: 10.1594/PANGAEA.862536. 2016a.
- Sánchez L. Drewes H. Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in Latin America. *Journal of Geodynamics*, doi: 10.1016/j.jog.2016.06.005. 2016b.
- Sánchez, L. & Seitz, M. SIRGAS reference frame realization SIR11P01. Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut, München, doi:10.1594/PANGAEA.835100. 2011.
- Sandwell, D.T., Price, E.J. Phase gradient approach to stacking interferograms. *J. Geophys. Res.* 103, 30183–30204. 1998.
- Sandwell, D., Mellors, R., Tong, X., Wei, M., & Wessel, P. Open radar interferometry software for mapping surface deformation, *Eos Trans. AGU*, 92(28), doi:10.1029/2011EO280002. 2011.
- Sambridge, M. Monte carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics* Volume 40, Issue 3, Article first published online: 5 DEC 2002. 2002.
- Sarmap. SAR Guidebook: Synthetic Aperture Radar and SARscape. Purasca, Switzerland. 2008.
- Sato, R., and M. Matsu'ura. Strains and tilts on the surface of a semi-infinite medium. *Journal of Physics of the Earth* 22, 213–221. 1974.

- Savage, J. C., and R. O. Burford. Accumulation of tectonic strain in California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 60 (6), 1877–1896. 1970.
- Savage, J.C., and M. Lisowski, Deformation in the Yakataga seismic gap, Southern Alaska, 1980-1986, *J. Geophys. Res.*, 93, 4731-4744. 1988.
- Schaff, D.P., and Waldhauser, F. Waveform cross-correlation-based differential travel-time measurements at the Northern California Seismic Network, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 2446- 2461, doi:10.1785/0120040221. 2005.
- Scholz, C.H., and Aviles, C.A. The fractal geometry of faults and faulting, *Earthquake Source Mechanics*, Volume 37: *Geophys. Monogr. Ser.:* Washington, DC, AGU, p. 147-155. 1986.
- Scholz, C. H. The critical slip distance for seismic faulting, *Nature*, 336, 761 – 763. 1988.
- Scholz, C. H. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, New York. 2002.
- Scholz, C. H. *Earthquakes and Fault Mechanics*, Cambridge University Press, Cambridge. 1990.
- Seeber, G. *Satelliten-Geodaesie*. Walter de Gruyter. 1989.
- Segall, P. *Earthquake and volcano deformation*. Princeton University Press. ISBN 978-0-691-13302-7. 2010.
- Segall, P. & Harris, L A, The earthquake deformation cycle on the San Andreas fault near Parkfield, California: *Journal of Geophysical*, 10,511-10,525, 1987.
- Sella, G. F., S. Stein, T. H. Dixon, M. Craymer, T. S. James, S. Mazzotti, and R. K. Dokka. Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS, *Geophysical Research Letters*, 34(2), L02,306–6. Sibson. 2007.
- Shearer, P. M., *Introduction to Seismology*. Second Edition, Cambridge University Press, 410pp. 2009.
- Shen, Z. K., Ge, B. X., Jackson, D. D., Potter, D., Cline, M., and Sung, L. Y. Northridge earthquake rupture models based on the Global Positioning System measurements, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 86, S37-S48. 1996.
- Simons, M., Fialko, Y., Rivera, L. Coseismic deformation from the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1390–1402, 2002
- Silver, P. G. & T. H. Jordan. Optimal estimation of scalar seismic moment, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 70, 755-787. 1982.
- Smith, B. and Sandwell, D. Accuracy and resolution of shuttle radar topography mission data, IGPP, Scripps Institution of Oceanography, USA. 2003.
- Snoke, A. FOCMEC: FOCal MECHANISM Determinations manual. Virginia Tech, Blacksburg, VA, USA. 1984.
- Sokos, E. N., and Zahradník J. ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers and Geosciences*, 34, 967-977. 2008.
- Sokos, E. N., Zahradnik, J., Kiratzi, A., Janský, J., Galovic, F., Novotný, O., Kostelecký, J., Serpetsidaki, A., and Tselentis, G.-A. The January 2010 Efpalio earthquake sequence in the western Corinth Gulf (Greece), *Tectonophysics*, 530-531, 299-309. 2012.
- Sokos, E. N., & Zahradnik, J. Evaluating Centroid-Moment-Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Software. *Seismological Research Letters*, 84(4), 656–665. <https://doi.org/10.1785/0220130002>. 2013.
- Stein, C.A. Part I: Heat Transfer, Seismicity and Intraplate Deformation in the Central Indian Ocean. Unpublished PhD Thesis. Columbia University, New York, N.Y. 151 pp. 1984.
- Stein, S., & Wysession, M. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*: Wiley-Blackwell. ISBN 0-86542-078-5. . 2003.
- Steketee, J. A. Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations. *The Canadian Journal of Physics* 36, 1168–1198. 1958.
- Sun, J., Shen, Z.-K., Bürgmann, R., Wang, M., Chen, L., and Xu, X. A three-step maximum a posteriori probability method for InSAR data inversion of coseismic rupture with application to the 14 April 2010 Mw 6.9 Yushu, China, earthquake: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 118, p. 4599-4627. 2013.

- Swenson, J. L., and S. L. Beck. Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquake cycles along Colombia- Ecuador and Peru subduction segments, *Pure Appl. Geophys.*, 146(1), 67–101. 1996.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, A. Y. Le Dain, R. Armijo, and P. Cobbold. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, 10, 611–616. 1982.
- Tarantola, A. & Valette, B. Inverse Problems = Quest for Information. *Journal of Geophysics*, 1982, 50, p. 159–170. 1982.
- Teunissen PJG, Kleusberg A. GPS observation equations and positioning concepts. In: Kleusberg A, Teunissen PJG (eds) *GPS for geodesy*. Springer-Verlag, Berlin. 1996.
- Thatcher, W. Strain accumulation and release mechanism of the 1906 San Francisco earthquake. *Journal of Geophysical Research* 80, 4862–4872. 1975.
- Tregoning, P., R. Burgette, S. C. McClusky, S. Lejeune, C. S. Watson, and H. McQueen A decade of horizontal deformation from great earthquakes, *Journal of Geo- physical Research: Solid Earth*, 118(5), 2371–2381. 2013.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymuller, J.T., Mora, H.P.. Wide plate margin deformation, South Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 157–171. 2002.
- Tong, X., Sandwell, D., Fialko, Y. Coseismic Slip Model of the 2008 Wenchuan Earthquake Derived From 7 Joint Inversion of InSAR, GPS and Field Data. *J. Geophysical Res.*, Vol. 115, B04314, doi:10.1029/2009JB006625. 2010.
- Tse, S.T. & Rice, J.R. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research* 91: doi: 10.1029/JB091iB09p09452. Issn: 0148-0227. 1986.
- Vandenberg, N., & Baver. K. International VLBI Service for Geodesy and Astrometry. Annual report. 2000.
- Van der Hilst & Mann. Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwest south America. *Geology*. 451-454. 1994.
- Van der Sanden, J.J. Radar remote sensing to support tropical forest management. Tese de doutoramento, Tropenbos-Guyana Series, 330 pgs. 1997.
- Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., & Villegas, H. The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399 (1–4 SPEC. ISS.), 313–329. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.028>. 2005.
- Veloza, G., Styron, R., Taylor, M., and Mora, A., Open-source archive of active faults for northwest South America: *GSA Today*, v. 22, no. 10, p. 4–10, doi: 10.1130/GSAT-G156A.1. 2012.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.C., Madariaga, R., Campos, J., Alvarez, M. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap Chile. *Phys. Earth Planet. Interiors* 175, 86–95. 2009.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W. A double difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California, *Bulletin of seismological society of America*, pp 1353-1368. 2000.
- Waltz, R. A., J. L. Morales, J. Nocedal, and D. Orban. An interior algorithm for nonlinear optimization that combines line search and trust region steps. *Mathematical Programming*, Vol 107, No. 3, pp. 391–408. 2006.
- Wang, R., Martin, F. Lorenzo, & Roth, F. Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust – FORTRAN programs EDGRN/EDCMP. *Comp. and Geosci.*, 29, 195–207. 2003.
- Wauthier, C., Cayol, V. Nyamulagira’s magma plumbing system inferred from 15 years of InSAR. In: Pyle, D. M., Mather, T. A. & Biggs, J. (eds) *Remote Sensing of Volcanoes and Volcanic Processes: Integrating Observation and Modelling*. Geological Society, London, Special Publications, 380. First published online June 18, 2013, <http://dx.doi.org/0.1144/SP380.9>. 2013.
- Wdowinski & Eriksson. *Geodesy in the 21st Century* : *Eos*, Vol. 90, No. 18, 5 May 2009 *Eos* (Transactions, American Geophysical Union), v. 72, p. 441, doi: 10.1029/90EO00319. 2009.
- Wegmüller U., Werner C.L. Retrieval of vegetation parameters with SAR interferometry. *IEEE Geosci. Remote Sensing*, 35(1), 18-24. 1997.

- Wegmüller, U., Strozzi, T., Werner, C.L., Santoro, M. and Wiesmann, A. Abruzzi earthquake co-seismic displacement. Paper presented at 3rd ALOS Joint PI Symposium, Hawaii, 9–13 November. 2009.
- Wells, D. and Coppersmith, K. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002. 1994.
- Wessel, P., and Smith, W. H. F. New improved version of Generic Mapping Tools released, *Eos Trans., AGU*, 79(47), 579, doi:10.1029/98EO00426. 1998.
- White, S.M., Trenkamp, R., Kellogg, J.N. Recent crustal deformation and the earthquake cycle along Ecuador–Colombia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 231–242. 2003.
- Williams, C. R., Arnadottir, T., and Segall, P. Coseismic deformation and dislocation models of the 1989 Loma Prieta earthquake derived from Global Positioning System measurements, *J. Geophys. Res.*, 98, 4567-4578. 1993.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jimenez, N., Sosson, M. Development of the Golfo de Guayaquil (Ecuador) as an effect of the North Andean block tectonic escape since the Lower Pleistocene. *Tectonics* 25, TC3017. doi:10.1029/2004TC001723. 2006.
- Wright, T. J., Parsons, B. E., Jackson, J. A., Haynes, M., Fielding, E. J., England, P. C., and Clarke, P. J. Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling, *Earth Plan. Sci. Lett.*, 172, 23-27. 1999.
- Wright, T. J., Parsons, B., Jackson, J., Haynes, M., Fielding, E., England, P., & Clarke, P. Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172, 23–37. 1999.
- Wright, T. J., Lu, Z., & Wicks, C. Constraining the slip distribution and fault geometry of the M_w 7.9, 3 November 2002, Denali Fault Earthquake with InSAR and GPS. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94(6B), S175–S189. 2004a.
- Wright, T. J., Parsons, B., England, P. C., & Fielding, E. J. InSAR measurements of low slip rates on the major faults of western Tibet. *Science*, 305(5681), 236–239. 2004b
- Wolfe, C.J. On the mathematics of using difference operators to relocate earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, no. 8, 2879-2892. 2002.
- Wyss, M., R. Wang, J. Zschau, and Y. Xia. Earthquake loss estimates in near real-time, *EOS* 477-479. 2006.
- Xu, G. *GPS, Theory, algorithms and applications*. 2nd edition Springer. 2007.
- Zandt G. Study of three dimensional heterogeneity beneath seismic arrays in central California and Yellowstone. Wyoming. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of technology. Cambridge. 1978.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen, R. M. Goldstein, A. Gabriel, and C. L. Werner. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 99, 19,617-19,634. 1994.
- Zebker, H. A., & Villasenor, J. Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30(5), 950–959, doi:10.1109/36.175330. 1992.
- Zahradník, J., Custódio, S. Moment tensor resolvability: application to Southwest Iberia. *Bull. Seism.Soc. Am.* 102, 1235e1254. 2012.
- Zhao, L.-S., and J. Xie. Lateral variations in compressional velocities beneath the Tibetan Plateau from P_n travel time tomography, *Geophys. J. Int.* 115, 1070–1084. 1993.
- Zhu, S.Y., Reigber, C.h., Massmann, F.H. The German PAF for ERS, ERS standards used at D-PAF. D-PAF / GFZ ERS-D-STD-31101. 1996.

9. ANEXOS

9.1 Anexo A: Artigo publicado

Capa do artigo submetido ao Journal of South American Earth Sciences JSAMES “Estimating the 2008 Quetame (Colombia) earthquake source parameters from seismic data and InSAR measurements”

Journal of South American Earth Sciences 72 (2016) 250–265



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames



Estimating the 2008 Quetame (Colombia) earthquake source parameters from seismic data and InSAR measurements



Gabriel Dicalis ^{a,*}, Marcelo Assumpção ^a, James Kellogg ^b, Patricia Pedraza ^c, Fábio Dias ^a

^a Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences (IAG), University of Sao Paulo, Brazil

^b University of South Carolina (USC), USA

^c Colombian Geological Survey (SGC), Colombia

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 May 2016

Received in revised form

10 September 2016

Accepted 10 September 2016

Available online 15 September 2016

Keywords:

Earthquake

Aftershocks

Seismology

Geodesy

InSAR

Surface deformation

ABSTRACT

Seismic waveforms and geodetic measurements (InSAR) were used to determine the location, focal mechanism and coseismic surface displacements of the Mw 5.9 earthquake which struck the center of Colombia on May 24, 2008. We determined the focal mechanism of the main event using teleseismic P wave arrivals and regional waveform inversion for the moment tensor. We relocated the best set of aftershocks (30 events) with magnitudes larger than 2.0 recorded from May to June 2008 by a temporary local network as well as by stations of the Colombia national network. We successfully estimated coseismic deformation using SAR interferometry, despite distortion in some areas of the interferogram by atmospheric noise. The deformation was compared to synthetic data for rectangular dislocations in an elastic half-space. Nine source parameters (strike, dip, length, width, strike-slip deformation, dip-slip deformation, latitude shift, longitude shift, and minimum depth) were inverted to fit the observed changes in line-of-sight (LOS) toward the satellite four derived parameters were also estimated (rake, average slip, maximum depth and seismic moment). The aftershock relocation, the focal mechanism and the coseismic dislocation model agree with a right-lateral strike-slip fault with nodal planes oriented NE-SW and NW-SE. We use the results of the waveform inversion, radar interferometry and aftershock relocations to identify the high-angle NE-SW nodal plane as the primary fault. The inferred subsurface rupture length is roughly 11 km, which is consistent with the 12 km long distribution of aftershocks. This coseismic model can provide insights on earthquake mechanisms and seismic hazard assessments for the area, including the 8 million residents of Colombia's nearby capital city Bogota. The 2008 Quetame earthquake appears to be associated with the northeastward “escape” of the North Andean block, and it may help to illuminate how margin-parallel shear slip is partitioned in the Eastern Cordillera.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.