

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
INSTITUTO DE INGENIERÍA



**ESTIMACIÓN DE LA DEFORMACIÓN EN LA FALLA IMPERIAL DURANTE 2014-2016
EN EL VALLE DE MEXICALI MEDIANTE GPS Y MICROGRAVIMETRÍA**

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

Ing. Pedro Salas Contreras

Director de Tesis

Dr. Jorge Ramírez Hernández

Codirector de Tesis

M. en C. Juan Manuel Espinosa Cardeña

Mexicali, B. C., enero 2018.

Resumen

El Valle de Mexicali está localizado geográficamente en la región noroeste de México, se caracteriza por un alto grado de ocurrencia de sismos asociados a fallas que implican peligro y riesgo geológico, esto de acuerdo al Atlas de Riesgos de Mexicali (Ley-García, 2010), tal es el caso de la falla Imperial (FI) que cruza al oriente de la ciudad de Mexicali, B. C.. Para evaluar el peligro de la FI la Facultad de Ciencias de la Tierra y el Espacio de la UAS en colaboración con la División de Ciencias de la Tierra del CICESE y el Instituto de Ingeniería de la UABC, establecieron en el 2011 una red geodésica de control vertical, horizontal y gravimétrico constituida por 42 vértices (bancos geodésicos) abarcando un área aproximada de 8 por 10 km. En este trabajo se reportan resultados de monitoreos anuales de observación GPS y gravimétricas realizadas en polígonos de la red en el período 2014 a 2016. Los resultados del procesado y ajuste por mínimos cuadrados constreñido de ambos conjuntos de datos sugieren deformación asísmica a lo largo del segmento centro-sur de la FI. En los períodos de 2014- 2015 y 2014 a 2016 los vértices de la red presentan desplazamientos horizontales relativos medios de 1.84 cm y 1.58 cm, respectivamente, y azimuts medios en dirección N54°W y N78°W consistentes con el desplazamiento lateral derecho de la FI. Del modelado unidimensional de las velocidades de desplazamiento horizontales estimadas de 5 bancos con 3 épocas de observación, se infieren profundidades a la zona de bloqueo de entre 3 a 9 km y una velocidad de desplazamiento promedio de 46 mm/año. A su vez cambios temporales gravimétricos en el período 2015 a 2016, indican hundimientos relativos del terreno de entre 1.7 ± 0.7 cm hasta 2.4 ± 1.2 cm, los cuales sugieren desplazamientos verticales de origen tectónico. Aunque también podrían estar asociadas con procesos antropogénicos derivados de actividades agrícolas y/o extracción y reinyección de fluidos.

Palabras clave: Falla Imperial, Gravimetría, GPS, Monitoreos, Valle de Mexicali.

Dedicatoria

A Dios.

Por haberme permitido llegar hasta este punto y haberme dado salud para lograr mis objetivos, además de su infinita bondad y amor.

A la memoria de mi padre José C. Salas y Díaz.

Por los ejemplos de perseverancia y constancia que lo caracterizan y que me ha infundado siempre, por el valor mostrado para salir adelante y por su amor.

A mi madre Victoria F. Contreras Cano.

Por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, pero más que nada, por su amor.

A mi familia.

A mi esposa Gricel, a mis hijos Nicté Ha y Josué Mateo, a mis hermanos Victoria y Oswaldo, por estar conmigo y apoyarme siempre, los quiero mucho.

Agradecimientos

El presente trabajo de tesis primeramente me gustaría agradecerle a ti Dios por bendecirme para llegar hasta donde he llegado, porque hiciste realidad este sueño anhelado.

Al Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California por darme la oportunidad de estudiar y ser un profesional.

A mi director de tesis Dr. Jorge Ramírez Hernández, por su apoyo incondicional, paciencia, dedicación y consejos para la culminación de este trabajo.

A mi codirector de tesis M. en C. Juan Manuel Espinosa Cardeña, por motivarme con sus conocimientos en el campo de la geodesia y geofísica. Gracias a su ayuda y conocimientos fue posible finalizar este proyecto.

A los miembros de mi comité de tesis: Dra. J. Eliana Rodríguez, Dr. Manuel E. Trejo, Dr. Octavio Lázaro y Dr. Jaime A. Reyes por su comentarios y aportaciones para la mejora de este trabajo.

A la institución en la cual actualmente trabajo CFE y SUTERM, por su apoyo para realizar mis estudios de posgrado.

A todos aquellos familiares y amigos que no recordé al momento de escribir esto. Ustedes saben quiénes son.

¡Gracias a ustedes!

Índice

Resumen.....	i
Dedicatoria.....	ii
Agradecimientos	iii
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes.....	1
1.2. Planteamiento del Problema.....	4
1.3. Justificación.....	5
1.4. Hipótesis	6
1.5. Objetivo General	6
2. MARCO DE REFERENCIA.....	7
2.1. Deformación Sísmica.	7
2.2. Fundamentos del Método Gravimétrico.....	13
2.1. Prospección Gravimétrica (Microgravimetría).	15
2.1. Método de Ajuste de Observaciones.....	18
2.2. Programas de Procesamiento Gravimétrico.	28
2.3. Sistema de Posicionamiento Global (GPS).....	28
3. MÉTODOS Y MATERIALES.....	37
3.1. Trabajo de Campo	37
3.2. Procesado de Datos.....	47
3.3. Estimación de la Deformación.....	52
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	55
4.1. Campaña de Gravimetría del 2015.	55
4.2. Campañas de GPS.	77
4.3. Estimación de la Deformación.....	6
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	21
5.1. Conclusiones.....	21
5.2. Recomendaciones.....	22
6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	23
7. ANEXOS.....	I
7.1. Bancos de Referencia GPS.....	I
7.2. Tablas de Vectores de Fiabilidad Externa.....	II
7.3. Anexo (Figuras de Ajuste GPS de Campañas 2014, 2015 y 2016).....	III

7.4. <i>Script</i> para Matlab.....	V
8. Equivalencias.....	VIII

Índice de Figuras

Figura 1-1. Localización de la zona de estudio al oriente de la Ciudad de Mexicali, Baja California, México. Por su ubicación limita al norte con el estado de California en los Estados Unidos de América.	2
Figura 2-1. Modelo de deformación horizontal superficial de la falla Imperial, a partir de los parámetros de Lyons et al. (2002). El gráfico (A) corresponde a la proyección en planta del desplazamiento con 36.5 mm/año de deformación horizontal y con una profundidad de bloqueo (<i>locked zone</i>) de 5.6 ± 3 km. Derecha (B) modelo esquemático de deformación, en el que se muestra que el deslizamiento (<i>Creep</i>) ocurre a profundidades mayores que H.	9
Figura 2-2. Sistemas de fallas presentes en el Valle de Mexicali. Recopilación de diferentes autores (González, 1990; King et al., 1998; Meltzner et al., 2006; Chanes, 2012; Rockwell et al., 2013), CGCP- Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Recuadro azul sobre área de estudio de la falla Imperial; Flechas naranjas en el área de estudio mostrando desplazamiento lateral derecho de la FI.	11
Figura 2-3. Actividad sísmica histórica clasificada por magnitud del Valle de Mexicali, Baja California, México. Recuadro azul corresponde a la zona de estudio; Segmento continuo corresponden a fallas conocidas y líneas discontinuas segmentos inferidos de falla geológica. Modificada de Chanes (2012).	12
Figura 2-4. Actividad sísmica clasificada de acuerdo a su magnitud (grados en la escala de Richter) en la zona de estudio y alrededores de 2011 a 2017. Consultada de RESNOM y USGS-Caltech (RESNOM, 2015; USGS, 2017).	13
Figura 2-5. Clasificación de las redundancias (control de las observaciones) de acuerdo a la Tabla 2-1. En el eje X el número de observaciones y en el eje Y en escala logarítmica la cuantificación del valor de R (ecuación 2-28).	25
Figura 2-6. Correlación de los códigos generador por el satélite y el receptor que permite la medición del tiempo de recorrido de la señal y por lo tanto la pseudo-distancia entre el satélite y el receptor. a) Correlación C/A y b) correlación entre observables de fase. Tomado de Ramón-Morales (2010).	32
Figura 3-1. Diagrama de la metodología para determinar la deformación en la RGFI.	37
Figura 3-2. Búsqueda de Bancos en la RGFI, previo al inicio de las mediciones. Izquierda banco P2A3 no localizado, derecha banco P3A5 localizado al costado de carretera estatal BC1.	37
Figura 3-3. Mapa de estatus de los bancos para las mediciones de 2015 y 2016. Círculo verde corresponde a bancos en buen estado; Círculo verde tachado bancos con daño, no funcionales para la medición y Signos de interrogación bancos que no fue posible localizar.	38
Figura 3-4. Esquema y planeación de los recorridos gravimétricos en RGFI. Las flechas indican la dirección en la que se propone la medición de las poligonales y los colores indican un polígono diferente.	39
Figura 3-5. Observación en modo cíclico para la corrección de marea instrumental de gravímetros CG-3 y CG-5.	40
Figura 3-6. Ejemplo de corrección por marea línea verde (GRAV+TIDE), marea observada (línea negra), marea teórica (línea azul), marea en línea magenta (TIDE) resultado de la diferencia entre marea observada y teórica. Gráfico (A) son datos observados previos a la corrección por marea y gráfico (B) posteriores a la corrección por marea con período de observación de 16 horas. Tomado de González-Bojórquez (2017)	40

Figura 3-7. Gravímetro relativo CG-3 de <i>Scintrex</i> . Izquierda toma de datos en banco P2A8 de la RGFI sobre dispositivo de nivelación y derecha muestra la descarga de datos.....	42
Figura 3-8. Gravímetro relativo CG-5 de <i>Scintrex</i> . Izquierda descarga de datos en memoria externa vía cable serial RBS (<i>Scintrex</i> , 2009); derecha gravímetro conectado a fuente de alimentación externa sobre dispositivo de nivelación.....	42
Figura 3-9. Colocación de tripié, base de nivel, centrado sobre banco geodésico e instalación de antena del sistema GPS.....	45
Figura 3-10. Sistema de medición GPS Trimble NetRS (Derecha inferior) y antena Zephyr Geodetic (Derecha superior). Izquierda configuración e instalación en campo.....	45
Figura 3-11. Derecha: Equipo GPS Topcon GR-5 (Topcon, 2017), izquierda: observación en banco de la RGFI (P4A2).....	46
Figura 3-12. Derecha equipo GPS Geomax Zenith25 (Geomax, 2017), (izquierda) posicionamiento en banco de la RGFI (P3A5).....	46
Figura 3-13. Diseño de los gravímetros CG-5 (izquierda) y CG-3 (Derecha). El diseño del CG-5 y CG-3 indican una altura de 89 y 98 mm, respectivamente, que será compensada a las observaciones realizadas por el instrumento en post-proceso.....	47
Figura 3-14. Localización de estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Radio de 50 km de cobertura de cada estación meteorológica consultada para la corrección de datos gravimétricos por presión atmosférica.....	48
Figura 3-15. Presión atmosférica (mBar) y correspondiente corrección gravimétrica en $\mu\text{Gal}/\text{mB}$ con respecto de las estaciones IIUABC, Mexicali y Nuevo León.....	49
Figura 3-16. Presión atmosférica (mBar) y corrección gravimétrica (CORR. GRV) en mGal/mBar de la estación Mexicali y Nuevo León, para la segunda campaña de junio –julio de 2016.....	49
Figura 3-17. Configuración de criterios de calidad para la aceptación del procesamiento de líneas base para el proyecto (parámetros de calidad de aceptación de procesos) (Trimble, 2008).....	51
Figura 3-18. Configuración general de visualización de la covarianza, precisión horizontal, tridimensional, entre otros (Trimble, 2008).....	51
Figura 3-19. Localización de perfiles (línea color gris) propuestos para el análisis de la deformación vertical. Línea en color rojo corresponde al trazo superficial de la Falla Imperial. Puntos en color azul son los bancos geodésicos.....	53
Figura 4-1. Hoja de resultados de datos del polígono 3 respecto de la estación G5. De arriba hacia abajo: gráfica y parámetros del modelo de regresión de deriva remanente y diferencias de gravedad con respecto al vértice inicial.....	56
Figura 4-2. Localización y diferencias de gravedad observados (Δg) en la campaña 2015. Óvalos identifican los enlaces resultantes entre polígonos.....	58
Figura 4-3. Red gravimétrica final de la campaña 2015 y segmentos (diferencias de gravedad) utilizados.....	59
Figura 4-4. Comportamiento de residuales de campaña 2015 de gravimetría. Línea con puntos (azules) representa la magnitud de cada residual obtenido del ajuste.....	62
Figura 4-5. Histograma ajustado de residuales gravimétricos obtenido del ajuste de red 2015. Línea punteada (color negra) representa la distribución normal ajustada con media -0.001 mGal y desviación estándar 0.004 mGal	62
Figura 4-6. Pruebas estadísticas de observables ajustados de campaña 2015. (A) Gráfico de prueba de Baarda con un nivel de confianza de 95% a partir de valor crítico 2.8. (B) Redundancias obtenidas y clasificación de acuerdo control en la red de 2015.....	64
Figura 4-7. Pruebas estadísticas de observables ajustados de campaña 2015. (A) 0.13 es el Mínimo error detectable. (B) Homogeneidad de la red correlacionando con gráfico (B) de la figura 4-6, que confirma la debilidad en el control de la red en el observable 31.....	65
Figura 4-8. Parámetros de homogeneidad externa de la campaña 2015 de la red 2015.....	66

Figura 4-9. Vectores de fiabilidad externa, obtenidos a partir de la ecuación 2-33 para los observables ajustados de la red gravimétrica 2015.	67
Figura 4-10. Histograma y ajuste de residuales de la campaña 2016.	71
Figura 4-11. Comportamiento de residuales de la campaña 2016 de gravimetría.	71
Figura 4-12. Pruebas estadísticas de observables ajustados de campaña 2016. (A) Gráfico de prueba de Baarda con un nivel de confianza de 95% a partir de valor crítico $w_0 = 2.8$. (B) Redundancias obtenidas y clasificación de acuerdo control en la red de 2016.	73
Figura 4-13. Pruebas estadísticas de observables ajustados de campaña 2016. (A) 0.15 es el Mínimo error detectable. (B) Homogeneidad de la red correlacionando con gráfico (B) de figura 4-12, que confirma la debilidad en el control de la red en el observable 13.	74
Figura 4-14. Fiabilidad externa a partir de las residuales del modelo de la campaña 2016.	75
Figura 4-15. Vectores de fiabilidad externa, obtenidos a partir de la ecuación 2-33 de los observables ajustados de la red gravimétrica 2016.	76
Figura 4-16. Subproceso de cálculo de líneas base del día 18 de noviembre de 2014.	77
Figura 4-17. Ajuste exitoso de bancos P2A9 y P2A5 con elipses de error.	79
Figura 4-18. Cálculo de líneas base (izquierda) del día 01 de diciembre de 2015.	80
Figura 4-19. Cálculo de líneas base (izquierda) y ajuste de red con elipses de error (derecha) del día 01 de julio de 2016.	4
Figura 4-20. Cambios temporales de gravedad convertidos a centímetros (A) y altura elipsoidal (B) en vértices a lo largo del Perfil 1 , relativos al vértice P2A10, período 2015 a 2016.	10
Figura 4-21. Cambios temporales de gravedad convertida a centímetros (A) y de altura elipsoidal (b) en vértices del Perfil 2 , relativos al vértice P2A10, período 2015- 2016.	11
Figura 4-22. Cambios temporales de gravedad convertidos a centímetros (a) y altura elipsoidal (B) del Perfil 3 , relativos al vértice P2A10, período de 2015- 2016.	11
Figura 4-23. Cambios temporales de gravedad convertidos a centímetros (a) y altura elipsoidal (b) en vértices del Perfil 4 , período 2015- 2016.	12
Figura 4-24. Cambios temporales de gravedad convertidos a centímetros (A) y altura elipsoidal (B) en vértices del Perfil 5 , relativos al banco P2A10, período de 2015- 2016.	12
Figura 4-25. Vectores de desplazamiento para el período 2014- 2015, estimados a partir de observaciones GPS. Las elipses de error son dibujadas a un nivel de confianza del 95%. Todas las mediciones son relativas al vértice P500. Línea continua representa el trazo superficial de la Falla Imperial.	14
Figura 4-26. Vectores de desplazamiento para el período 2015-2016 (6 meses), estimados a partir de observaciones GPS. Las elipses de error son dibujadas a un nivel de confianza del 95 %. Todas las mediciones son relativas al vértice P500.	15
Figura 4-27. Vectores de desplazamiento para el período 2014- 2016, estimados a partir de observaciones GPS. Las elipses de error son dibujadas a un nivel de confianza del 95%. Todas las mediciones son relativas al vértice P500.	16
Figura 4-28. Gráficas de velocidad estimada de las componentes de desplazamiento Este y Norte de los vértices P2A9, P2A10 y P2A11. Izquierda componente Este, centro componente Norte, derecha velocidad horizontal anual resultante de la regresión lineal ponderada.	17
Figura 4-29. Gráficas de velocidad estimada de las componentes de desplazamiento Este y Norte de los vértices P2A11, P2A5 y P3A7. Izquierda componente Este, centro componente Norte, derecha velocidad horizontal anual resultante de regresión lineal ponderada.	18
Figura 4-30. Modelo de velocidad de desplazamiento horizontal superficial de la FI para diferentes profundidades de bloqueo (líneas punteadas de colores) asumiendo una velocidad de desplazamiento lejana de 46 mm/año; puntos de color rojo corresponde a la velocidad promedio anual estimada (tabla 4-30) de los bancos (proyectados en el modelo); desviación estándar líneas de color gris.	19

Índice de Tablas

Tabla 1-1. Relación de magnitud del sismo (M), amplitud del foco sísmico (L) y desplazamiento de la falla (D).....	3
Tabla 2-1. Parámetros de referencia para la clasificación de redundancias parciales.	25
Tabla 3-1. Bancos y fechas de observaciones GPS campaña 2014.	43
Tabla 3-2. Bancos y fechas de observaciones GPS de 2015.	43
Tabla 3-3. Bancos y fechas de observaciones GPS de junio- julio de 2016.	44
Tabla 3-4. Coordenadas de control del punto geodésico de proyecto P500, perteneciente a la red de operación continua (CORS).	52
Tabla 4-1. Error de cierre (EC) y tolerancia (T) de los polígonos medidos del 1 al 12 de diciembre de 2015. Donde ea= desviación estándar promedio; u=número de ejes del polígono; b= deriva del gravímetro; t= tiempo de recorrido del itinerario gravimétrico.	55
Tabla 4-2. Resultados de la campaña 2015 en mGal; GRV es gravedad y D. E. desviación estándar.	57
Tabla 4-3. Ejemplo del proceso para obtener Δg en cada vector. Utilizando el polígono 3 campaña 2015 de la figura 3-4.....	57
Tabla 4-4. Diferencias entre segmentos de Δg identificados en la figura 4-14. Remarcados valores anómalos por encima de 0.065 mGal.	59
Tabla 4-5. Estimación de los valores de Δg (diferencias de gravedad) para la matriz de términos independientes. Para la matriz de ponderaciones se obtiene a partir de la normalización de las desviaciones estándar (1/D. E.) para la campaña 2015. D. E. Δg significa desviación estándar de la diferencia de gravedad; #Ec. Obs., corresponde al número de enlace o ecuación de observación (figura 4-15).....	60
Tabla 4-6. Valores de gravedad ajustados de la campaña 2015 en mGal. GRV es valor ajustado de gravedad en mGal, So es desviación estándar en mGal.....	62
Tabla 4-7. Error de cierre (EC) y tolerancia (T) de los polígonos medidos del 27 de junio al 1 de julio de 2016. Donde ea= desviación estándar promedio (D.E.); u= número de ejes del polígono; b= deriva del gravímetro; t= tiempo de recorrido del itinerario gravimétrico.....	68
Tabla 4-8. Resultados de la campaña 2016 en mGal; GRV es gravedad y D. E. desviación estándar.	69
Tabla 4-9. Cálculo de los Δg (diferencias de gravedad) de los polígonos y normalización de las desviaciones estándar (1/D.E.) de cada uno de los observables (#Ec. de Obs).....	70
Tabla 4-10. Valores de gravedad ajustados (X) de la campaña 2016. GRV valor ajustado de gravedad en mGal, So es desviación estándar en mGal.....	71
Tabla 4-11. Tabla resumen del cálculo de líneas base para el día 18 de noviembre de 2014. Prec. H. es precisión horizontal; Prec. V. es precisión vertical; Δ es incremento en la respectiva componente.	77
Tabla 4-12. Estadísticas del ajuste de 18 de nov de 2014.	78
Tabla 4-13. Coordenadas de cuadrícula ajustadas para el 18 de noviembre de los bancos P2A5 y P2A9.	78
Tabla 4-14. Coordenadas geodésicas ajustadas para el 18 de noviembre de los bancos P2A5 y P2A9.	78
Tabla 4-16. Coordenadas finales para las observaciones de GPS, noviembre de 2014.....	79
Tabla 4-16. Resultados del cálculo de líneas base del día 01 de diciembre de 2015. Prec. H. es precisión horizontal; Prec. V. es precisión vertical; Δ es incremento en la respectiva componente.	80
Tabla 4-17. Estadísticos del ajuste de la red del día 01 de diciembre de 2015.	2
Tabla 4-18. Coordenadas de cuadrícula ajustadas y error respectivo del día 01 de diciembre de 2015.....	2
Tabla 4-19. Coordenadas geodésicas ajustadas y altura elipsoidal de cada punto del día 01 de diciembre de 2015.	2
Tabla 4-20. Coordenadas finales para las estaciones con observaciones GPS de 2015.	3

Tabla 4-21. Resultados del cálculo de líneas base del 01 de julio de 2016. Prec. H. es precisión horizontal; Prec. V. es precisión vertical; Δ es incremento en la respectiva componente.	4
Tabla 4-22. Estadísticos del ajuste de red del 01 de julio 2016.	5
Tabla 4-23. Coordenadas de cuadrícula ajustadas del 01 de julio de 2016.	5
Tabla 4-24. Coordenadas geodésicas ajustadas del 01 de julio de 2016.	5
Tabla 4-25. Coordenadas finales para las estaciones GPS de junio- julio 2016	6
Tabla 4-26. Resultados de la conversión de diferencias de gravedad a alturas en metros a partir de la constante de aire libre, con respecto al banco P2A10, a diferencias de alturas de las campañas 2015 y 2016. D. E. corresponde a la desviación estándar.....	7
Tabla 4-27. Resultados de diferencias de alturas elipsoidales (GPS), respecto a la estación P2A10 y entre campañas.	8
Tabla 4-28. Diferencias entre campañas de gravedad y GPS componente vertical en metros. Δ cambios de altura en centímetros respecto del banco P2A10; DE desviación estándar.	9
Tabla 4-29. Cambios temporales de posición horizontales estimados en las campañas GPS. “D” es desplazamiento en cm, FI es Falla Imperial.....	13
Tabla 4-30. Velocidades promedio calculadas en bancos con observaciones en los 3 períodos. D. E. desviación estándar en mm por año; FI distancia de los bancos al trazo conocido en superficie de la Falla Imperial.	19
Tabla 7-1. Vectores de fiabilidad externa de la red gravimétrica 2015. Subrayados en gris corresponden a los vectores que presentaron mayor impacto en las observaciones.	II
Tabla 7-2. Vectores de fiabilidad externa de la red gravimétrica 2016. Subrayados en gris corresponden a los vectores que presentaron mayor impacto en las observaciones.	II

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

En diversas ciudades de México se han experimentado situaciones de daños materiales por diferentes fenómenos naturales que incluso han cobrado vidas humanas. Uno de esos fenómenos naturales son los sismos que son catalogados como uno de los riesgos geológicos en diversas zonas del mundo y de México.

Desde hace varios años y actualmente en diferentes partes del mundo: Turquía (Pamukçu *et al.*, 2014; Pamukcu *et al.*, 2015), Reino Unido (Pringle *et al.*, 2012), Islandia (de Zeeuw-van Dalfsen *et al.*, 2006), entre otros, se realizan estudios de monitoreo del subsuelo con el fin de alertar oportunamente de los peligros que esto ocasione a las poblaciones en zonas de fallas geológicamente activas, volcanes y otros fenómenos del subsuelo que pudieran ocasionar daños a la vida humana o infraestructura.

Tal es el caso de la ciudad de Mexicali, localizada al noroeste de México en el estado de Baja California (Figura 1-1), catalogada en el país como una de las ciudades con mayor riesgo sísmico ya que se encuentra en parte del segmento del sistema transforme de fallas de San Andrés que es originado por el desplazamiento de dos placas tectónicas (Pacífico y Norteamericana).

Históricamente, se han registrado eventos sísmicos importantes por encima de 5° en la escala de Richter en el Valle de Mexicali (Hernández Flores, 2015; Jerrett, 2016), debido a la energía acumulada en el sistema de fallas por el desplazamiento de las placas, que a su vez transfieren esta energía en toda su extensión por fallas y estructuras geológicas de menor dimensión. Algunas de las fallas conocidas en el Valle de Mexicali son: la falla Cucapah, Cerro Prieto, Michoacán, Morelia y Falla Imperial. Esta última es uno de los sistemas de fallas con mayor deformación y que por su ubicación y extensión representa un peligro sísmico para más de 900 mil habitantes de acuerdo al último censo de población de 2015 (INEGI, 2015).

El evento sísmico más actual, el 4 de abril de 2010, un sismo de magnitud 7.2° en la escala de Richter que causo la destrucción del sistema de riego agrícola del Valle de Mexicali y daños a edificios públicos, carreteras y viviendas en la ciudad de Mexicali y sus alrededores, poniendo en riesgo a la población en general y la operación de la industria, en general.

Con el propósito de conocer y monitorear dichos desplazamientos de la Falla Imperial las Universidades de Baja California (UABC) y Sinaloa (UAS) y el Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada (CICESE) implementaron una red de control horizontal, vertical y gravimétrico denominada Red Geodésica de la Falla Imperial (RGFI), que a continuación se explica.

1.1.1. Red Geodésica de la Falla Imperial (RGFI).

La RGFI surge de la preocupación de la comunidad científica de la UABC, UAS y CICESE ante la imposibilidad de pronosticar con precisión el lugar donde se está gestando el epicentro de un sismo.

Ante el escenario sísmico ocurrido el 4 de abril de 2010 que se vivió en la ciudad de Mexicali se propuso en 2011 la implementación de una red de bancos geodésicos con características especiales con el objetivo de vigilar los procesos de acumulación de energía que estuviera originando deformaciones en la superficie y que pudiera tener un desenlace sísmico sobre zonas circunvecinas a la falla Imperial (Trejo-Soto *et al.*, 2011; Romero-Andrade, 2014).

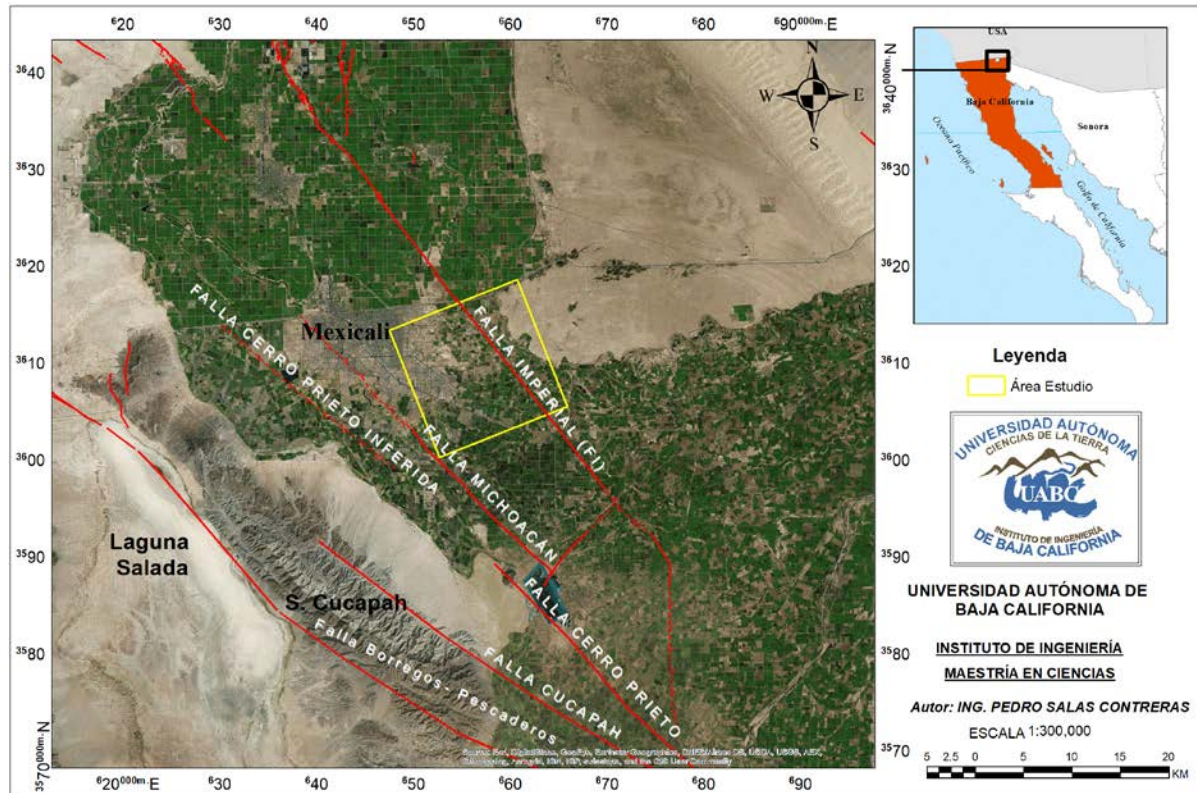


Figura 1-1. Localización de la zona de estudio al oriente de la Ciudad de Mexicali, Baja California, México. Por su ubicación limita al norte con el estado de California en los Estados Unidos de América.

Partiendo de ese escenario podemos definir que la energía liberada por un sismo está relacionada con la deformación observada entorno a los epicentros sísmicos, por lo tanto, su detección depende directamente de la distribución de las deformaciones en el subsuelo medido. Dichas deformaciones pueden alcanzar incluso las decenas de kilómetros. Por esta razón el área es afectada por el fenómeno de deformación y tiene cierto comportamiento regular que es posible detectar con métodos geodésicos de precisión directamente en superficie (Trejo-Soto *et al.*, 2011).

Entorno a las deformaciones en superficie, Trejo-Soto *et al.* (2011) menciona que existe dependencia entre la fuerza del sismo y los desplazamientos detectados en superficie con métodos geodésicos y que es posible que se comporte de manera similar con la mostrada en la tabla siguiente:

Tabla 1-1. Relación de magnitud del sismo (M), amplitud del foco sísmico (L) y desplazamiento de la falla (D).

M	L , (km)	D, (cm)
3	1.1	0.11
4	3.0	0.62
5	8.3	3.5
6	23	20
7	62	120
8	170	660
9	470	3800

De la tabla 1-1, se infiere que el peor de los escenarios es un desplazamiento de 3800 cm, lo que provocaría un sismo de magnitud 9 grados en la escala de Richter, lo que lógicamente está relacionado con la amplitud del foco sísmico equivalente a 470 km.

Hasta la fecha se han realizado mediciones temporales de GPS y nivelación, cuyos resultados principales se mencionan a continuación.

Romero-Andrade (2014), realizó el estudio de los bancos P2A1, P2A4, P2A6, P3A1, P3A4 y P3A5 (figura 1-2) de la RGFI mediante mediciones de GPS en el período de 2012 a 2013. Los resultados de ese trabajo muestran desplazamientos de 0.065 a 0.011 m (65 a 11 mm) en los bancos P2A1 y P3A1.

También Astrid-Moreno *et al.* (2014), a partir del modelado unidimensional de desplazamientos horizontales de una falla de rumbo lateral- derecha, encuentran que tales desplazamientos no siguen el patrón de deformación superficial esperado para la falla Imperial.

Astrid-Moreno (2016), a partir de estudios de nivelación de alta precisión, reportan cambios de altura en los bancos P2A9, y P2A4 de 0.19 a -0.24 m, respectivamente, durante los años 2013 a 2015.

Y recientemente González-Bojórquez (2017), mediante mediciones repetitivas gravimétricas de alta precisión durante un periodo de 4 años (2013-2016), reporta cambios significativos gravimétricos positivos (0.020-0.120 mGal) en la mayoría de los bancos de nivel, cuya causa, en principio, la atribuye a subsidencia del terreno asociada a la acumulación de deslizamiento en la parte profunda de la corteza en las cercanías de la falla Imperial, como efecto del movimiento continuo iniciado por el desplazamiento continuo de las placas Pacífico y Norteamérica. Aunque no descarta que los vértices del sector sur (línea 5) de la red, que presentan la mayor subsidencia, podrían estar afectados por la subsidencia relacionada con la extracción de fluidos geotérmicos en el campo geotérmico de Cerro Prieto, localizado al sur de la red geodésica. Así mismo, debido a la inestabilidad del terreno donde se ubican la mayoría de los vértices debido a las labores agrícolas

(nivelación de terrenos, barbecho, reparación de canales de riego, etc.) que se llevan a cabo ininterrumpidamente cada año en el valle.

Como se mencionó se han cuantificado deformaciones entorno a la Falla Imperial, las cuales se han observado con diversas técnicas por separado, la propuesta de este trabajo es realizar el monitoreo de los bancos geodésicos de la RGFI con GPS y microgravimetría con el fin de detectar deformaciones superficiales horizontales y verticales de alta precisión que se estén generando por el movimiento asísmico de la Falla Imperial durante el período 2014- 2016.

1.2. Planteamiento del Problema

La ciudad y el Valle de Mexicali y el Valle se localizan en una zona altamente sísmica de acuerdo al atlas de peligros, lo cual indica que es vulnerable ante la actividad sísmica que tiene como origen las fallas activas del sistema San Andrés, en general este sistema de fallas abarca gran parte de California en los Estados Unidos de América y se extiende al sur hasta el Golfo de Baja California en México (Ley-García, 2010).

Algunas de las fallas que componen este sistema en la parte mexicana son la falla Cerro Prieto, Laguna Salada, Borregos e Imperial, entre otras, que en contadas ocasiones han mostrado la fuerza destructiva de los sismos en el Valle y ciudad de Mexicali y sobre todo como causantes de pérdidas humanas (González, 1990; Gonzalez *et al.*, 2001; Chanes, 2012; Gonzalez-Ortega *et al.*, 2014; Sarychikhina *et al.*, 2015).

Una posibilidad para determinar los procesos que origina un sismo se centra en la idea de pronosticarlos a partir de mediciones superficiales directas, es decir, investigar de manera directa en superficie los procesos deformantes del subsuelo mediante técnicas geodésicas.

Pero ante este panorama propuesto surgen preguntas como:

- ¿Será posible relacionar los desplazamientos o deformaciones del subsuelo con la falla Imperial?;
- ¿Se tienen técnicas geodésicas confiables o precisas para determinar los desplazamientos o deformaciones entorno a la falla Imperial?;
- ¿Se podrán estimar las deformaciones causantes de sismos entorno a la falla Imperial?;
- ¿Cuánto tiempo es necesario para obtener resultados confiables?

Esta y otras preguntas son el objeto directo a desarrollar en este trabajo entorno a las deformaciones ocurridas en la falla Imperial y que son de gran interés para el pronóstico de sismos en el municipio de Mexicali. Además, se pretende concientizar a las autoridades a regular, a través de documentos como el Atlas de Riesgos (Ley-García, 2010), el crecimiento de los asentamientos humanos que son sensibles a estos fenómenos.

El Atlas de Riesgos de Baja California en su más reciente versión publicada por el gobierno del estado y bajo la dirección de Ley-García (2010) menciona las zonas del estado que tienen más probabilidades de estar en riesgo o peligro por movimiento sísmicos. Entorno a esto, se contemplan algunas soluciones que temporalmente han propuesto para mitigar la exposición al riesgo, tomando como acción la premisa de limitar el crecimiento hacia estas zonas de fallas, decisiones que se consideran que solo resuelven parcialmente el problema derivado del

desconocimiento de la deformación asísmica presente en la Falla Imperial y que pudiera desencadenar en un futuro cercano un sismo de magnitudes catastróficas ($>7^{\circ}$ en la escala de Richter).

Comúnmente, la forma de medir el fenómeno sísmico se realiza con instrumentos que funcionan una vez que el sismo ocurre o posterior (co-sísmico y post-sísmico, respectivamente). Sin embargo, aún se encuentra en discusión si es posible conocer con precisión los efectos directos en superficie antes de un sismo (**movimientos pre-sísmicos**) considerando la existencia de esfuerzos y desplazamientos elásticos previos al rompimiento inelástico con el consecuente disparo del sismo (Pevnev, 2009).

Entonces, si hubiera deformación previa al rompimiento sísmico (hipocentro), posiblemente existan cambios en superficie entorno a la zona del epicentro que se pueden observar con mediciones geodésicas precisas y que ayuden a resolver el problema de pronóstico sísmico (Johnson, H. O. *et al.*, 1994; Gerasimenko *et al.*, 2000; Lyons *et al.*, 2002).

1.3. Justificación

En 2014, se publicó la versión más reciente del Atlas de Riesgos de Mexicali, en el que se plasman los agentes naturales que ponen en riesgo o peligro la vida de la ciudad y del Valle de Mexicali (Mendoza-Garcilazo, 2014). El enfoque general de la mayor parte de los estudios se centra en las zonas agrícolas al sur de la ciudad de Mexicali, pero de cierta forma quedan parcialmente cubiertos los peligros por sismos en la ciudad.

La mayor parte de los estudios que se mencionan fueron enfocados al sur del Valle de Mexicali donde se localiza la planta geotérmica de Cerro Prieto y que es administrada por Comisión Federal de Electricidad, en el que por más de 40 años se ha explotado vapor para generar electricidad. Es a partir de la información generada en Cerro Prieto y otros estudios de instituciones educativas que se ha conocido la deformación que es causada principalmente por fallas en la zona sur- sureste del área de estudio de esta investigación (Carnec *et al.*, 1999; Glowacka *et al.*, 1999; Glowacka *et al.*, 2005; Suarez-Vidal *et al.*, 2007; Suárez-Vidal *et al.*, 2008; Glowacka *et al.*, 2010; Sarychikhina *et al.*, 2010; Sarychikhina *et al.*, 2011). Otros trabajos al norte de la zona de estudio indican desplazamientos anuales de al menos 36 a 46 mm/año en la Falla Imperial (Lisowski *et al.*, 1991; Lyons *et al.*, 2002).

Por otra parte, estudios de nivelación precisa realizados desde 1961 y previos al sismo de San Fernando en 1971 en el sector norte de la falla de San Andrés indicaron cambios en la componente vertical atribuidos a movimientos del terreno producidos previos al sismo (Castle *et al.*, 1974; Castle *et al.*, 1975).

Recientemente en 2016, en el área de estudio se determinaron cambios de altura de hasta 0.24 m de subsidencia en el banco P2A4 (Astrid-Moreno, 2016), lo que confirma que las deformaciones en la componente vertical son significativas en la zona de estudio.

Las condiciones geológicas son complejas, por lo que es necesario tener monitoreadas las deformaciones verticales y horizontales de la falla Imperial en el que, por eventos sísmicos históricos, se conoce la capacidad destructiva a lo largo del trazo del sistema de Fallas de San Andrés (Thomas *et al.*, 1996).

Por lo tanto, es posible que el desplazamiento de la FI o subsistemas asociados al mismo generen cambios verticales que se podrían expresar como deficiencias de volumen o cambios en la altura de sitios específicos en el subsuelo (Johnson *et al.*, 1994). Dichos cambios de altura pueden ser cuantificados con microgravimetría y complementados con el análisis horizontal con técnicas GPS de doble frecuencia que han demostrado precisión para determinar áreas de riesgo o peligro en zonas volcánicas o de subsidencia causada por la explotación de acuíferos o zonas con características similares a la FI que es el objeto de este trabajo (Brown *et al.*, 1991; Johnson, H. *et al.*, 1994; Gerasimenko *et al.*, 2000; Park *et al.*, 2007; Hautmann *et al.*, 2010).

La aplicación de la microgravimetría y de GPS es de gran interés para desarrollar en la zona oriente de la ciudad de Mexicali, con el fin de monitorear los cambios superficiales y a su vez detectar zonas vulnerables de sufrir un sismo en el corto o largo plazo y que se encuentren asociados al sistema de FI.

Los resultados obtenidos servirán como un parámetro directo de la respuesta de la superficie que investigadores, instituciones educativas o gubernamentales del área de la geofísica, geodesia, geología o de protección civil utilizaran para mejorar las políticas de crecimiento poblacional en las zonas de mayor deformación superficial y que pudieran ser susceptibles a ser dañadas por la ocurrencia de sismos en el futuro cercano.

1.4. Hipótesis

Recientemente, los estudios de la RGFI al oriente de Mexicali han encontrado desplazamiento horizontales de hasta de 0.065 a 0.011 m en los puntos P2A1 y P3A1 en el período de marzo a junio de 2012 y 2013, respectivamente (Romero-Andrade, 2014). Por otra parte con estudios de nivelación de alta precisión se determinaron cambios de altura en el rango de 0.19 a -0.24 metros en los bancos P2A9 y P2A4 de 2013 a 2015, respectivamente (Astrid-Moreno, 2016).

Tomando en cuenta que, si los procesos de deformación superficial entorno a la Falla Imperial continúan de manera regular, entonces las mediciones gravimétricas y GPS en el período de 2014 a 2016 en la RGFI encuentren diferencias de altura mayores a 6.5 cm equivalentes a 20 μGal en un período equivalente a 6 meses. En tanto que horizontalmente se observen deformaciones mayores o iguales a 2.5 cm de 2014 a 2016.

1.5. Objetivo General

Estimar la deformación superficial en la Falla Imperial en la RGFI, al oriente de la ciudad de Mexicali, con GPS y gravimetría de 2014 a 2016.

1.5.1. Objetivos Particulares

- Realizar mediciones gravimétricas en red en el período de 2015 a 2016.
- Realizar mediciones GPS en la RGFI durante el período 2015 a 2016.
- Procesar en conjunto las observaciones GPS de 2014 a 2016.
- Estimar los valores de la deformación vertical y horizontal a partir de las observaciones de gravedad y GPS en la RGFI de 2014 a 2016.
- Estimar la velocidad de deformación de los bancos de la RGFI.

2. MARCO DE REFERENCIA.

2.1. Deformación Sísmica.

2.1.1. Teoría del Rebote Elástico.

Después del terremoto de San Francisco en 1906, se formuló la teoría sobre el mecanismo de ruptura producido por un terremoto o movimiento sismogénico. Esta teoría es conocida como “Rebote Elástico” y propone que un terremoto es resultado de la deformación del suelo a lo largo del cual, la energía acumulada es liberada cuando sobrepasa la resistencia de la roca y el resultado son las ondas sísmicas, mismas que se transmiten a través de toda la Tierra (Reid, 1910; Tavera, 1992).

La teoría del rebote elástico, tomó importancia cuando se estableció la expansión de los fondos oceánicos en 1965, donde se observó que la mayoría de los terremotos son generados por la interacción de placas tectónicas, donde su frontera es delimitada por una deformación lenta seguida de una fracturación rápida de la litosfera donde se originan los sismos (Nishenko, 1985). El desplazamiento de las placas tectónicas, genera una acumulación de esfuerzos y deformaciones que conducen a un rebote elástico de la zona sismogénica (primeros 20 km de litósfera).

Por otra parte, el concepto de “ciclo sísmico” está fundado en la comprobación de que los terremotos de cierta importancia (magnitud >6) van a repetirse en períodos regulares aproximadamente en el mismo lugar (Fedotov, 1968). Para la mayor parte de los terremotos, se puede considerar 4 etapas relacionadas con el ciclo sísmico:

La primera etapa es el relajamiento de los esfuerzos elásticos acumulados en la zona por la ruptura de una falla denominada “etapa cosísmica”. El periodo siguiente es la ruptura durante el sismo se llama “etapa postsísmica”. La tercera fase es la reacumulación gradual de esfuerzos que ocurre durante la “etapa intersísmica” que ocupa más del 90% de la duración total del ciclo sísmico, por ejemplo, los sismos relacionados con la FI tiene un intervalo de 32 ± 10 años (Sykes *et al.*, 1984). Cuando esta etapa acaba, un período de comportamiento anormal puede ocurrir, antes de la próxima ruptura, que se llama etapa presísmica, en la cual fenómenos físicos anormales podrían ocurrir, como por ejemplo: un período de deformación lenta, o de deformación rápida; ausencia o aumento de la sismicidad; variaciones en la propagación de las ondas sísmicas (razón VP/VS, anisotropía, factor Q); cambios de algunos parámetros hidrológicos (nivel de pozos, emisión de radón, presión, composición química), y en las propiedades geofísicas del subsuelo (resistividad, densidad); deslizamiento asísmico (deslizamiento lento episódico sin emisión de ondas sísmicas) que produce hundimientos o levantamientos graduales de la corteza según la posición del punto con respecto al epicentro y el mecanismo del futuro terremoto. El conjunto de fenómenos mencionados que preceden a un terremoto son llamados precursores (Fedotov, 1968; Ellsworth *et al.*, 1981; Scholz, 1988).

De acuerdo con Tavera (1992), es importante que para comprender el mecanismo de la zona sismogénica, es necesario estudiar la relación que existe entre la deformación presísmica y el proceso de ruptura (cosísmica). Este conocimiento permitirá evaluar el riesgo sísmico y la prevención de terremotos paralelamente a los métodos probabilísticos y deterministas en el que los procesos cosísmicos, son actualmente conocidos con buena aproximación debido a los estudios de la

fuerza sísmica (hipocentro) a partir de modelos detallados y geometrías precisas de la fuente sísmica y zonas circundantes del fenómeno complejo del sismo (Tavera, 1992).

Para el estudio de la deformación presísmica se tiene el precedente de investigaciones que se basan en la formulación aplicada por Savage *et al.* (1973), en donde a partir del análisis de información geodésica (nivelación y GPS) se determinó el desplazamiento horizontal y vertical en fallas y que es originado por el desplazamiento de la placa del Pacífico con respecto de la placa Norteamericana en una porción del sistema de Fallas de San Andrés (Lisowski *et al.*, 1991; Gerasimenko *et al.*, 2000; Lyons *et al.*, 2002; Jiang *et al.*, 2016).

De esa misma manera, este trabajo se centrará en el modelo de deformación horizontal de una falla con rumbo y longitud infinita de Weertman (1964), el cual es utilizado en condiciones similares a la de la FI en el que el desplazamiento en superficie (D ; mm/año) es causado por el movimiento horizontal lateral- derecho de la falla, para explicar dicho desplazamiento se utiliza la siguiente ecuación:

$$D(x) = -\frac{V}{\pi} \tan^{-1}\left(\frac{x}{H}\right)$$

Ecuación 2-1

Donde V es la velocidad promedio (mm/año) del deslizamiento de la falla, x es la distancia perpendicular a la falla en kilómetros y H es la profundidad a la zona bloqueada (*locked zone*) en kilómetros, medida desde la superficie hasta la zona de deslizamiento libre, la cual en algunos casos coincide con la profundidad de la zona sismogénica. Smith-Konter *et al.* (2011) mencionan que la profundidad a la zona sismogénica puede variar entre 6 a 22 km en zonas sísmicas al sur del sistema de fallas de San Andrés cercanas al área de interés de este trabajo (Smith-Konter *et al.*, 2011). En este mismo sentido Lyons *et al.* (2002) determinó a partir de observaciones GPS que dicha profundidad (*locked zone*) de la FI es de 5.6 ± 3.0 km en un segmento del sector norte, donde se incluye el deslizamiento lento (*creep*) a una profundidad menor a 3 km.

Entonces, teniendo en cuenta estos parámetros se puede modelar la velocidad de desplazamiento para una falla con desplazamiento lateral derecho como se muestra en la figura 2-1, cabe señalar que el desplazamiento decrece conforme disminuye la distancia a la falla, en ambos lados de la misma de manera simétrica.

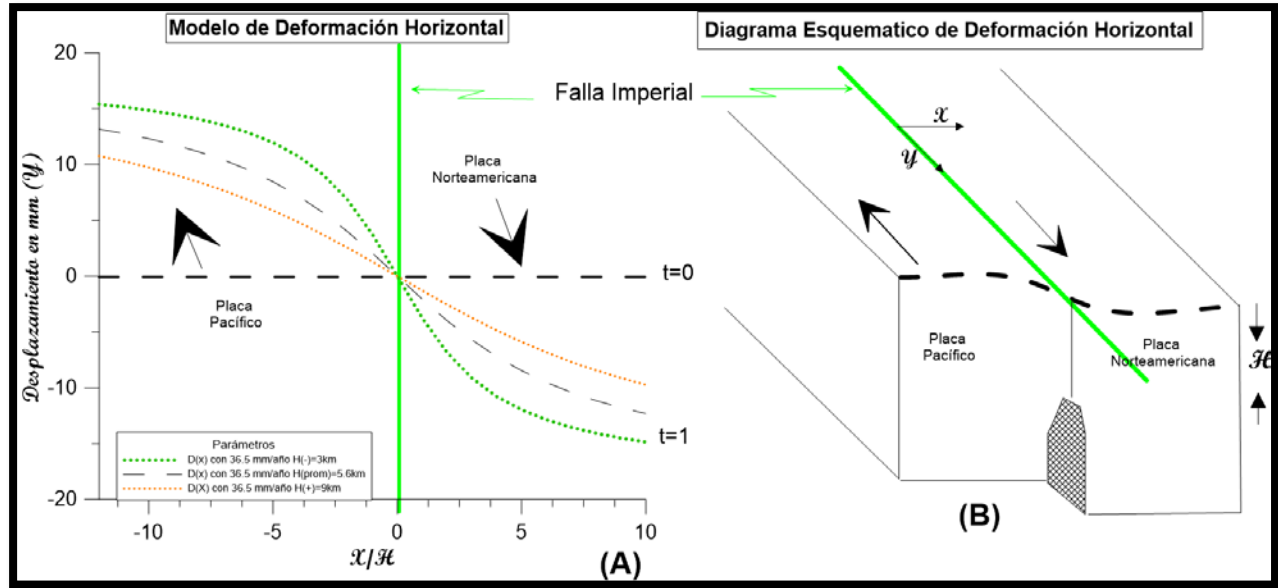


Figura 2-1. Modelo de deformación horizontal superficial de la falla Imperial, a partir de los parámetros de Lyons et al. (2002). El gráfico (A) corresponde a la proyección en planta del desplazamiento con 36.5 mm/año de deformación horizontal y con una profundidad de bloqueo (*locked zone*) de 5.6 ± 3 km. Derecha (B) modelo esquemático de deformación, en el que se muestra que el deslizamiento (*Creep*) ocurre a profundidades mayores que H .

Así mismo, se infiere por el modelo (figura 2-1), que a profundidades someras de la zona de bloqueo ($H < 5.6$ km) la deformación horizontal superficial es mayor que a profundidades de bloqueo mayores ($H > 5.6$ km) considerando la misma tasa de deformación por año (36.5 mm/año). Aunque la deformación en ambos lados de la falla es simétrica, en la realidad esto no se cumple debido principalmente a heterogeneidades geológicas. Por esta razón es importante considerar rangos que mejor ajusten a la zona de estudio, pero conservando el contexto de los antecedentes citados.

2.1.2. Geología del Valle de Mexicali.

Geológicamente el Valle de Mexicali está localizado dentro del Cuenca Saltón en la porción sur del estado de California, Estados Unidos, hasta el Golfo de California, y forma parte del sistema tectónico de San Andrés, formado por fallas transcurrentes con desplazamientos normales, de dirección predominante NO-SE. Las fallas más importantes reconocidas en la zona son las de Cucapah, Imperial, Cerro Prieto y Michoacán (Lira Herrera, 2005).

El escalonamiento en dirección noreste de las fallas Cucapah, Cerro Prieto y Michoacán origina, junto con la falla Imperial del lado oriental, una cuenca tectónica con una profundidad aproximada de 5200 metros rellena de sedimentos aluviales y deltaicos, que abarcan edades desde el Terciario hasta el Reciente y una extensión aproximada de 25 km (Lira Herrera, 2005).

Según Lira Herrera (2005), la litología de la zona del Valle de Mexicali se puede clasificar de la siguiente manera:

Rocas Prebatolíticas (Rocas más antiguas de la zona), batolíticas (Rocas intrusivas que forman parte del batolito peninsular), postbatolíticas (Dacitas y Andesitas miocénicas), Sedimentos

consolidados (lutitas de color gris intercaladas por arenisca) y finalmente superficialmente se localizan sedimentos compuestos por conglomerados y depósitos no consolidados de arena, grava, arcilla, limo, y cantos rodados que en conjunto alcanzan un espesor de 2500 metros, aproximadamente, en la zona del Campo Geotérmico de Cerro Prieto.

2.1.3. Historia Sísmica del Valle de Mexicali.

El municipio de Mexicali se encuentra catalogada en el país como las zonas con mayor riesgo sísmico ya que se encuentra sobre el sistema activo de fallas de San Andrés que es originado por el desplazamiento de las placas tectónicas del Pacífico y Norteamericana.

La energía acumulada en el sistema de fallas de San Andrés por el desplazamiento de las placas es transferida a través de toda su extensión por fallas y estructuras geológicas de menor dimensión. Algunas de las fallas geológicas que se conocen en el Valle de Mexicali son la falla Cerro Prieto, falla Cucapah y falla Imperial donde a partir de geológicos y geofísicos son inferidas las trazas en superficie (Thomas *et al.*, 1996; Suárez-Vidal *et al.*, 2008; Fletcher *et al.*, 2009; Fletcher, 2014; Ramírez-Ramos *et al.*, 2014; Jerrett, 2016) (Figura 2-2).

La falla Imperial es uno de estos sistemas en constante movimiento que por su ubicación y extensión representa un riesgo sísmico para la zona este de la ciudad y para más de 900 mil habitantes de acuerdo al último censo (INEGI, 2015). Se localiza en las inmediaciones del Ejido de Saltillo con dirección aproximada de N42°W hasta el oriente de la ciudad de Mexicali, en la parte de México, más hacia el norte en Estados Unidos de América se conoce que la falla Imperial lleva un trazo al sur de la ciudad de Brawley, aproximadamente, se ha determinado que tiene una longitud total de 75 km. Además, es la principal conexión entre el sistema San Andrés y las estructuras del Golfo de California, aunque en algunos segmentos sin tener una buena expresión geomorfológica (González, 1990).

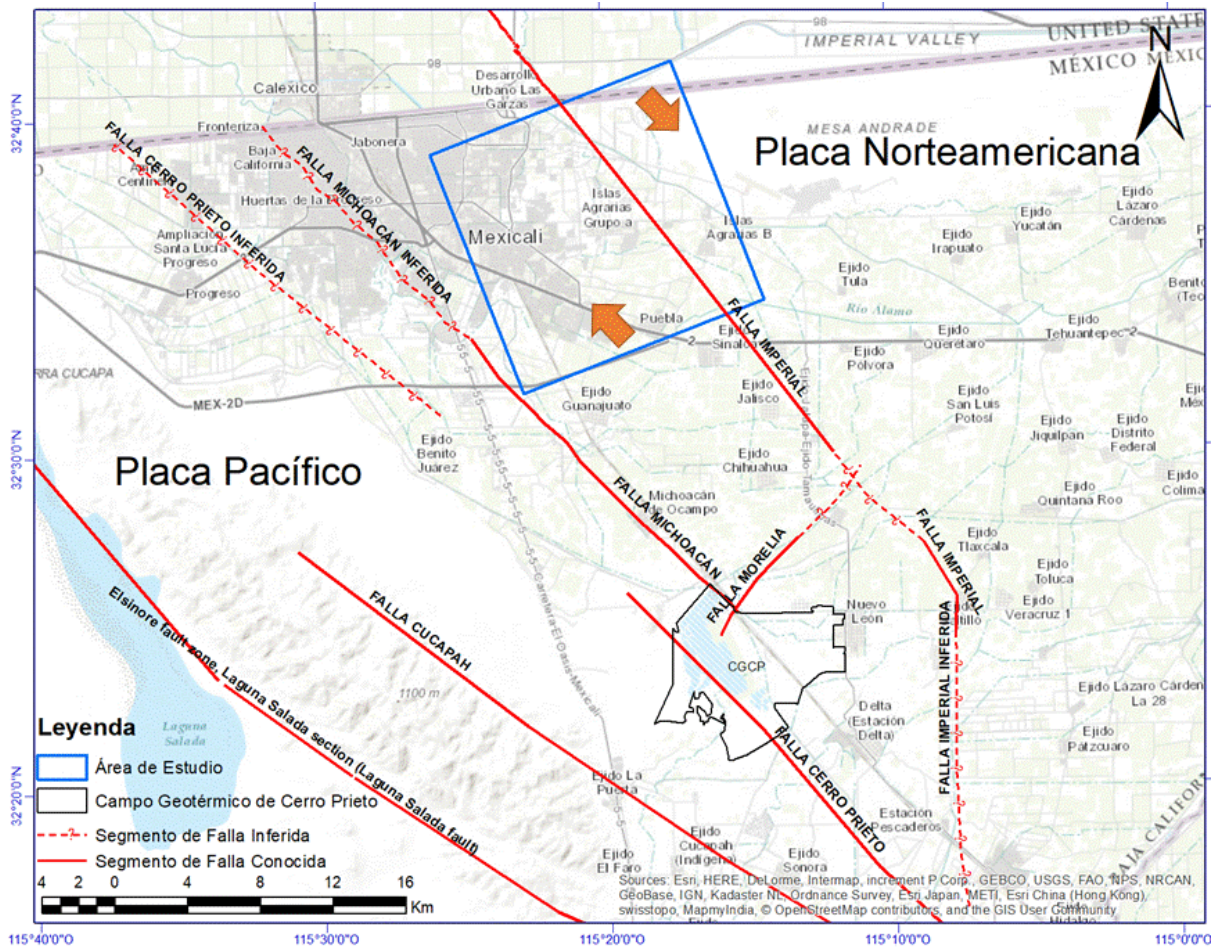


Figura 2-2. Sistemas de fallas presentes en el Valle de Mexicali. Recopilación de diferentes autores (González, 1990; King et al., 1998; Meltzner et al., 2006; Chanes, 2012; Rockwell et al., 2013), CGCP- Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Recuadro azul sobre área de estudio de la falla Imperial; Flechas naranjas en el área de estudio mostrando desplazamiento lateral derecho de la FI.

Se estima que la velocidad de desplazamiento es de 30 a 42 mm/año (Bennett *et al.*, 1996), 36.5 mm/año (Lyons *et al.*, 2002) y hasta 46 mm/año (Lisowski *et al.*, 1991) y se le asocian los temblores de El Centro y Valle Imperial, ocurridos el 18 de Mayo de 1940 y el 15 de Octubre de 1979, respectivamente. El primer evento con una magnitud en la escala de Richter de 7.1 el segundo de 6.6 (King *et al.*, 1998), respectivamente. El mecanismo focal del sismo Valle Imperial o Mexicali indican que es una falla de rumbo con desplazamiento lateral derecho y la profundidad del foco sísmico (hipocentro) se estimó alrededor de los 10 km (Chávez *et al.*, 1982).

Aunque no son los únicos sismos históricos localizados alrededor de la traza de la falla Imperial también se pueden encontrar otros eventos como los mostrados en la figura 2-3 (Chanes, 2012).

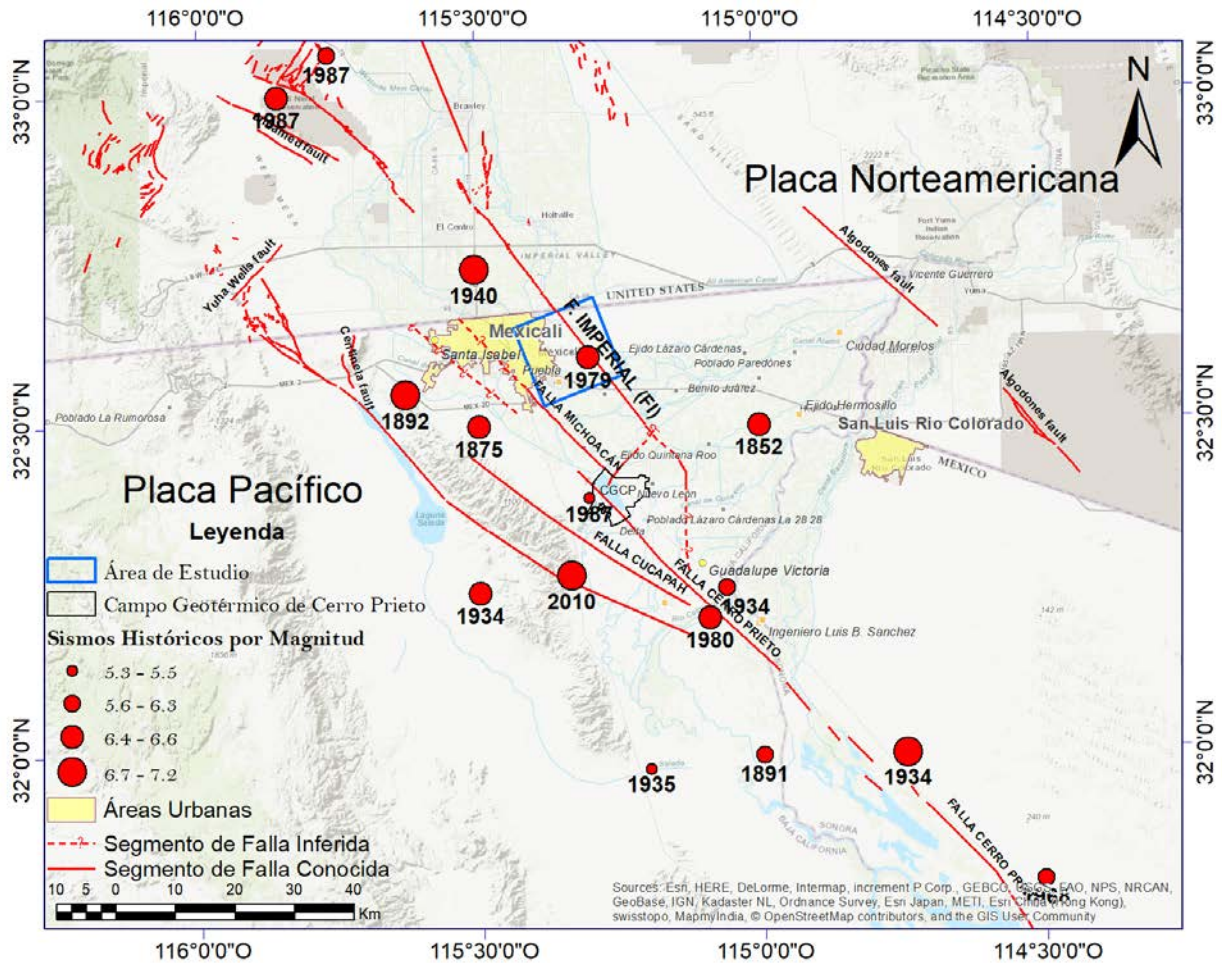


Figura 2-3. Actividad sísmica histórica clasificada por magnitud del Valle de Mexicali, Baja California, México. Recuadro azul corresponde a la zona de estudio; Segmento continuo corresponden a fallas conocidas y líneas discontinuas segmentos inferidos de falla geológica. Modificada de Chanes (2012).

De acuerdo a su ubicación la falla Imperial colinda con los límites de la actual expansión de la mancha urbana de Mexicali. Como se puede observar en la figura 2-2 y 2-3, la ciudad de Mexicali se asienta en una región con alto peligro por la presencia de diversas fallas. Conforme la ciudad sigue creciendo se acerca a zonas de fallas o estructuras geológicas (Ley-García, 2010).

2.1.4. Catálogo de Sismos

En la actualidad la ciudad de Mexicali y alrededores se encuentra monitoreada por redes sísmicas que tienen disponibles bases de datos actualizadas e históricas. Con fines del presente trabajo se realizó la compilación y localización de acuerdo a su magnitud de los eventos sísmicos en el área de estudio y alrededores reportados de 2011 a 2017 de la Red Sísmica del Noroeste (RESNOM) y del Tecnológico de California- Servicio Geológico de Estados Unidos- (USGS-Caltech, por sus siglas en ingles), que se muestran a continuación.

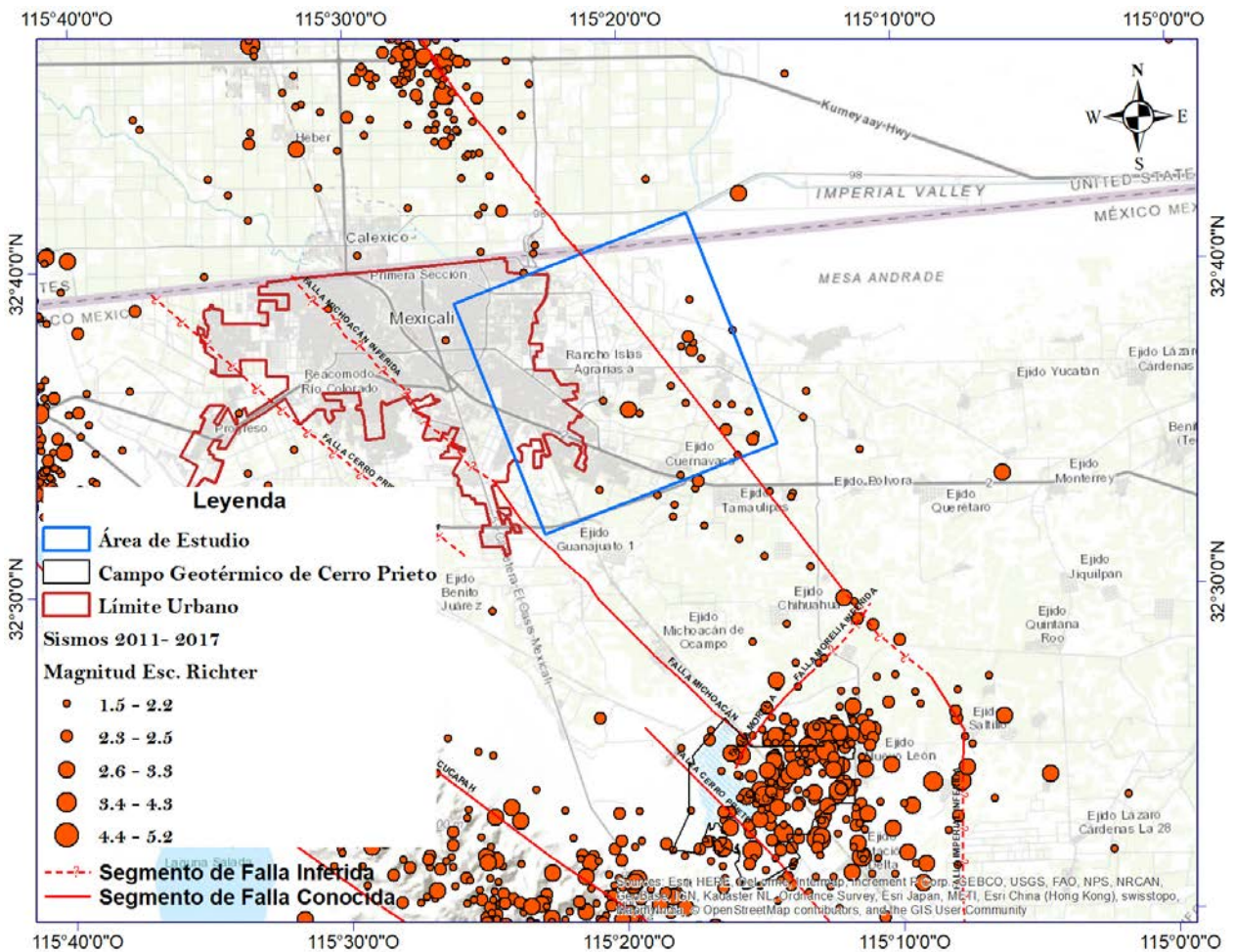


Figura 2-4. Actividad sísmica clasificada de acuerdo a su magnitud (grados en la escala de Richter) en la zona de estudio y alrededores de 2011 a 2017. Consultada de RESNOM y USGS-Caltech (RESNOM, 2015; USGS, 2017).

A partir de esta figura, se observa que en el Valle de Mexicali se localizaron diversos eventos de 1.5 y hasta 5.2 grados en la escala de Richter, pero en la zona de estudio, se observa poca actividad sísmica (sismos < 3.3 ° en la escala de Richter) en el período presentado, pero al sur y norte de la misma se tiene mayor actividad. Esto podría indicar la acumulación de esfuerzos en el subsuelo y de que exista la posibilidad de deformaciones asísmicas que pudieran ocasionar sismos en el área de interés. Por lo tanto, el inicio de una red de monitoreo geodésico con métodos gravimétricos y GPS entorno a la falla Imperial son de gran importancia, considerando la información recabada.

A continuación, se mencionan los fundamentos de los métodos utilizados en este trabajo, que llevarán a entender el levantamiento de campo, procesado y resultados y como se relacionan con los objetivos perseguidos sobre las deformaciones asísmicas.

2.2. Fundamentos del Método Gravimétrico

La gravedad es una de las fuerzas de la naturaleza relacionada con atracción entre todas las masas. La medición de esta fuerza es denominada gravimetría que comprende el estudio de las variaciones del campo gravitatorio terrestre ocasionado por los contrastes laterales de densidad en el subsuelo

(Telford *et al.*, 1990; Niebauer, 2007). Los fundamentos del método gravimétrico parten de las leyes de Isaac Newton y son ampliamente desarrolladas en el trabajo de Telford *et al.* (1990), del cual se deriva la primera ecuación (2-2):

$$F = \frac{GM_T M_1}{r^2} \text{ Newton (N)}$$

Ecuación 2-2

Donde:

- G = constante de gravitación universal equivalente a $6.673 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$
- M_T masa de la Tierra y M_1 la masa atraída por la Tierra, en kilogramos, y
- r es la distancia entre las masas M_T y M_1 que se están atrayendo.

El incremento de la velocidad, durante cada segundo, con que se desplaza la masa 1 (M_1), debida a la fuerza de atracción de la masa de la Tierra, se llama aceleración de la gravedad o gravedad “g”, cuya magnitud está dada por:

$$\frac{F}{M_1} = g = \frac{GM_T}{r^2} \text{ en m/s}^2$$

Ecuación 2-3

2.2.1. Campo gravitatorio de la Tierra y sus variaciones

La forma de la Tierra es una consecuencia del balance entre la aceleración gravitacional y la aceleración centrípeta “c” (debida a la rotación de la Tierra) causando una ligera deformación para formar un esferoide ligeramente aplanado (0.335%) en los polos (Seigel *et al.*, 1995). Tanto la aceleración gravitacional y la aceleración centrípeta dependen de la distancia a un punto, ambas tendrán un potencial, el cual es definido como el trabajo realizado al trasladar la masa M_1 de un punto a otro en el campo de fuerza gravitacional; la magnitud del potencial gravitacional, despreciando el potencial debido a la rotación de la Tierra, será inversamente proporcional a la distancia de separación entre las masas (Telford *et al.*, 1990):

$$V = \frac{GM_T}{r^2} \text{ en J/kg}$$

Ecuación 2-4

El potencial, es una representación escalar del campo gravitacional y será constante a lo largo de una superficie definida por la distancia entre la distancia del centro de la Tierra y el punto de atracción. Las superficies equipotenciales del campo de gravedad no son paralelas entre sí, tienden a separarse en el Ecuador y juntarse en los polos. Son interceptadas perpendicularmente por la línea de la plomada (curvatura del vector de gravedad). La superficie equipotencial que mejor ajusta al nivel del mar de una determinada época se llama geoide y es la superficie utilizada que representa matemáticamente la figura física de la Tierra, además es tomada como el nivel de referencia del sistema de alturas (Telford *et al.*, 1990).

La gravedad promedio de la Tierra es de 9.80 m/s^2 . En el ecuador se reduce a 9.78 m/s^2 y en los polos se incrementa a 9.83 m/s^2 , los valores son reflejo de la distribución y forma de la Tierra en los polos y el ecuador (Seigel *et al.*, 1995), para entender estas unidades se anexa al final de este trabajo algunas equivalencias.

En general existen dos tipos de gravímetros: absolutos y relativos. Los primeros son instrumentos que miden la gravedad directamente en términos de unidades estándar de tiempo y longitud (m s^{-2}); el principio se basa en un péndulo físico en el que, el período se relaciona con la ubicación del centro de masas y la gravedad. El péndulo fue eventualmente reemplazado por un medidor de gravedad absoluta de caída libre que monitorea el descenso de un cuerpo que cae libremente usando estándares de láser y estándares de tiempo atómico (Niebauer, 2007).

Por otra parte, los instrumentos de gravedad relativa varían mucho en la construcción y el tipo de materiales que se usan, pero básicamente son siempre algún tipo de masa suspendida por un resorte. El material de resorte puede ser algún tipo de metal de baja expansión o cuarzo. El muelle puede ser incluso un campo magnético superconductor que produce una suspensión de muy baja fricción (Niebauer, 2007).

La diferencia entre estos instrumentos (absolutos y relativos) radica en que los relativos miden indirectamente la aceleración de la gravedad, midiendo el estiramiento de la masa suspendida por el resorte que es directamente proporcional a una constante de fuerza, que es posible calibrar (Niebauer, 2007; Miranda *et al.*, 2013).

Otra característica que distingue a los gravímetros relativos, radica en las dimensiones y su portabilidad para hacer los levantamientos de campo (prospección) en sus diferentes modalidades: monitoreo continuo, gravimetría convencional y microgravimetría (gravimetría en red), en donde este último es el de interés para este trabajo.

2.1. Prospección Gravimétrica (Microgravimetría).

Fundamentalmente la prospección gravimétrica consiste en determinar en cada estación (punto de medición) el incremento (positivo o negativo) de la gravedad con respecto a una determinada estación base o de referencia (Telford *et al.*, 1990). Este mismo principio es el que se utiliza en el estudio de microgravimetría (redes gravimétricas), donde la medición (estimación de cambios gravimétricos) se vuelve más detallada, ya que las variaciones que se buscan se vuelven del orden de μGal , es decir, se buscan cambios temporales de masa del orden de μGal . Este tipo de estudios se utiliza para la modelación de estructuras geológicas del subsuelo y particularmente para observar cambios temporales que están asociados a dichas estructuras (Rymer, 1989). La técnica ha mejorado en precisión debido a los avances tecnológicos en gravímetros digitales, esto se ve reflejado en las últimas décadas por la posibilidad de observar cambios en el subsuelo, por ejemplo, los cambios asociados a: la actividad volcánica (Jousset *et al.*, 2003; Poland *et al.*, 2006; Carbone, Currenti, *et al.*, 2007; Carbone & Greco, 2007), sistemas geotérmicos (Sugihara *et al.*, 2008; Allis *et al.*, 2009; Hunt, Bromley, *et al.*, 2009; Hunt & Graham, 2009; Gabtni *et al.*, 2010; Nordquist *et al.*, 2010) y entre otros casos para determinar los cambios estructurales ocurridos en fallas geológicas (Chakraborty *et al.*, 2008; Trejo-Soto *et al.*, 2011; Espinosa-Cardena *et al.*, 2014; Pamukcu *et al.*, 2014; González-Bojórquez, 2017).

Las observaciones microgravimétricas al igual que la prospección convencional de gravedad deben ser compensados por efectos relacionados con la marea gravimétrica, deriva instrumental, efecto de aire libre y presión atmosférica (Seigel *et al.*, 1995), que a continuación se explicarán.

2.1.1.1. Deriva Instrumental y Marea Gravimétrica.

El gravímetro, como todo instrumento de precisión, da lugar a lo que se denomina deriva instrumental; es decir, que si efectuamos medidas sobre una misma estación a diversos intervalos de tiempo obtenemos valores ligeramente distintos (Bonvalot *et al.*, 1998; Reudink *et al.*, 2014).

Su corrección se efectúa suponiendo la variación es lineal entre estas lecturas (horas) y de forma proporcional al tiempo. Esta compensación puede realizarse ya sea por métodos gráficos o analíticos, en tal caso, la variación se obtiene a partir de la expresión matemática de la deriva (Scintrex, 1995):

$$y(t) = y_0 + \frac{y_1 - y_0}{t_1 - t_0} (t - t_0)$$

Ecuación 2-5

Dónde:

- y_0 y t_0 : Es la lectura de gravedad y tiempo inicial de la estación inicial, respectivamente.
- y_1 y t_1 : Es la lectura de la misma estación, pasado un determinado número de horas.
- $y(t)$: es la variación de la lectura que sufrió la estación base y será la corrección por deriva correspondiente que será sumada o restada a la estación o estaciones subsiguientes.

Además de la deriva propia del instrumento, existen otras causas externas no controladas que pueden ser significativas pero calculables como las atracciones gravitacionales del Sol y Luna que causan el efecto de las mareas que dependen de la posición astronómica de ambos y de la latitud, siendo variable con el tiempo; estas fuerzas producen una pequeña deformación de la superficie terrestre (Seigel *et al.*, 1995; Niebauer, 2007).

Este efecto de la Luna y el Sol influye también sobre los gravímetros y para determinar el efecto de la atracción de estos astros, se puede obtenerse teniendo en cuenta que la gravedad de la Tierra está afectada por la componente radial de la aceleración de marea y suponiendo a la Tierra como un cuerpo rígido, pudiéndose aproximar por la relación:

$$\frac{\partial V_{L,S}}{\partial r} = \frac{2}{r_{L,S}} V_{L,S} = \frac{3}{2} G M_{L,S} = \frac{3}{2} G M_{L,S} \left(\cos 2Z_t + \frac{1}{3} \right)$$

Ecuación 2-6

Donde $V_{L,S}$ es el potencial del Sol o Luna, G es la constante de gravitación universal, $M_{L,S}$ es la masa del Sol o la Luna, $r_{L,S}$ es la distancia entre los centros de la Tierra y el Sol o Luna, R es el radio de la Tierra (6368 km) y Z_t es ángulo cenital geocéntrico del Sol o Luna.

A partir de la ecuación 2-6 se define la atracción de los astros sobre la Tierra y para compensarlas se usa la expresión de Longman (1959), donde es indispensable conocer la latitud, longitud de cada estación medida (Scintrex, 1995; Bonvalot *et al.*, 1998; Scintrex, 2009).

Otros efectos naturales no controlados que se encuentran presentes en las observaciones y que es importante compensarlas es el efecto de aire libre y presión atmosférica (Scintrex, 1995; Seigel *et al.*, 1995; Scintrex, 2009), que a continuación se explicará.

2.1.1.1. Efecto de Aire Libre.

El efecto de aire libre se deduce teóricamente de la atracción gravitacional de la Tierra, que es similar a la de una esfera con simetría central, como si su masa estuviera concentrada en su centro. Por lo tanto, a medida que uno se aleja de la superficie del nivel medio del mar (lejos del centro de la esfera), la atracción gravitatoria disminuirá inversamente al cuadrado del radio de la Tierra, dando lugar a lo que se conoce como cambios de elevación (Heiskanen *et al.*, 1967; Seigel *et al.*, 1995).

Es posible que los cambios de elevación (Δz) en referencia al nivel medio del mar sean de al menos - 0.1% del radio de la Tierra, de tal manera que es posible determinar su efecto con gradiente vertical (Δg_{FA}) en términos de cambio de gravedad (Seigel *et al.*, 1995), como:

$$\Delta g_{FA} = \frac{-2GM_E \Delta z}{R_E^2} = -0.3086 \text{ mGal m}^{-1}$$

Ecuación 2-7

2.1.1.1. Presión Atmosférica

Otro efecto presente en las mediciones es la denominada presión atmosférica (PA) que en microgravimetría se traduce como cambios de masa de la columna de aire sobre el punto de medición (Bonvalot *et al.*, 1998), Merriam (1992) estima que dichos cambios pueden estimarse hasta en $-0.3 \mu\text{Gal mbar}^{-1}$, es decir, si existe un incremento en la presión atmosférica podría causar una disminución en la lectura gravimétrica, y viceversa (Warburton *et al.*, 1977; Merriam, 1992; Seigel *et al.*, 1995). Para obtener dicha compensación Merriam (1992) establece que la relación de cambios de presión atmosférica por cada milibar está dada por (Merriam, 1992):

$$\Delta g_p = -0.356 \mu\text{Gal mbar}^{-1}$$

Ecuación 2-8

2.1.2. Calidad de las Mediciones de Gravedad en Red.

Una red gravimétrica, consiste en un conjunto de estaciones o puntos con valores de gravedad relativa distribuidas geográficamente de manera homogénea formando figuras cerradas (polígonos). Las mediciones son realizadas preferentemente trasladando el valor de gravedad de un punto con cota gravimétrica conocida al resto de las estaciones de la red, procurando ser completados en el menor tiempo posible (<4 horas), para el control eficiente de la deriva, marea gravimétrica y otros efectos que se encuentran en los datos observados (Ramón-Morales, 2010), los

cuales se les denomina como errores de cierre (EC) y repercutirán directamente en la precisión para los siguientes procesos.

Para controlar la precisión de nuestras observaciones se recurre a la comparación del error de cierre (EC) de cada polígono y la tolerancia (T), esta última definida a partir del número de ejes del polígono y parámetros de adquisición del gravímetro (Ramón-Morales, 2010), que se relacionan con la siguiente expresión matemática:

$$T \leq e_a \sqrt{2u} + bt$$

Ecuación 2-9

Dónde:

- e_a : es la suma cuadrática de los errores accidentales (errores instrumentales, de calibración, efectos externos, cambios de gravedad temporales),
- u : es el número de ejes que forman el itinerario,
- b : es la pendiente de la función de deriva del gravímetro y
- t : Tiempo total en que se ha realizado el polígono.

Sí el error de cierre (EC) es menor que la tolerancia (T) obtenida en la ecuación 2-9, entonces es posible continuar con la compensación y ajuste de las observaciones de gravedad en red, en caso contrario se repetirá el polígono (Ramón-Morales, 2010).

2.1.Método de Ajuste de Observaciones.

Para realizar el ajuste de observaciones en red se utiliza el método de ecuaciones de ecuaciones de observación, que es resuelto aplicando el método de los mínimos cuadrados (Sevilla, 1987; Wolf *et al.*, 1995; Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001; Ramón-Morales, 2010; Leick *et al.*, 2015). Una de las ventajas de utilizar este método es la posibilidad del análisis estadístico de los residuales obtenidos del ajuste, en donde, para poder aplicar el ajuste de mínimos cuadrados a un observable se parte del hecho de que se dispone de más observaciones de las que estrictamente se necesitan para resolver el problema a estimar. Esto, en consecuencia viene acompañado siempre por errores en la observación y que por concepto del método se consideran desconocidas y aleatorias (Sevilla, 1987).

En este punto la definición de una observación es un valor aproximado a la realidad, el cual estará mejorando a medida que el procedimiento avanza de acuerdo al modelo estocástico propuesto (Sevilla, 1986; Wolf *et al.*, 1995; Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001; Amiri-Simkooei, 2007; Ramón-Morales, 2010; Leick *et al.*, 2015).

Para el caso de las redes gravimétricas se recurre a un modelo matemático de ajuste (estocástico), donde, las observaciones son las diferencias de gravedad relativa entre estaciones y las incógnitas los valores de aceleración de la gravedad no conocidos de los vértices de la red y se resolverán en base a los parámetros de intervengan para su mejor solución (Wolf *et al.*, 1995; Ramón-Morales, 2010; Romero-Andrade, 2014; Leick *et al.*, 2015).

2.1.1. Modelo Matemático de Ajuste.

El modelo matemático propuesto está basado en el modelo lineal estocástico tipo Gauss Markov de forma matricial (Sevilla *et al.*, 1990), para la determinación de los valores de gravedad de la red y está definido como (Ramón-Morales, 2010):

$$AX - L_b = V$$

Ecuación 2-10

Donde:

- X : es el vector de parámetros desconocidos a estimar,
- L_b : es el vector de términos independientes,
- A : es una matriz $n \times r$ denominada matriz de diseño con $m > n = r$ y
- V : es el vector de residuales obtenidos del proceso.
- En tanto que el modelo estadístico (estocástico) asociado es (Sevilla, 1986):

$$P = \sigma_0^2 \Sigma_{L_b}^{-1}$$

Ecuación 2-11

Donde P es la matriz de pesos ($n \times n$), Σ_{L_b} es la matriz cofactor diagonal de las observaciones independientes, cuyos elementos son el inverso de las varianzas de las observaciones o ponderaciones, y σ_0^2 un factor de escala arbitrario llamado varianza *a priori* de peso unidad (Sevilla, 1986).

Una de las condiciones del modelo matemático propuesto (Ecuación 2-10) es que la suma de los cuadrados de los residuales es mínima (Sevilla *et al.*, 1990; Wolf *et al.*, 1995), esto es:

$$V^T P V = \min$$

Ecuación 2-12

Donde puede probarse que la estimación de $\hat{X}$ (incógnitas) satisface el criterio de la ecuación 2-12 (Wolf *et al.*, 1995; Leick *et al.*, 2015):

$$\hat{X} = (A^T P A)^{-1} A^T P L_b$$

Ecuación 2-13a

Se establece que la minimización del vector de residuales V es fundamental para la determinación de estimadores, cifras de error y parámetros de fiabilidad; y por lo tanto constituye la base para el análisis estadístico de la solución obtenida del modelo matemático de ajuste (Sevilla, 1986; Ramón-Morales, 2010).

Para iniciar el análisis estadístico de los resultados obtenidos se requiere primero conocer si la varianza *a priori* es estadísticamente igual a la varianza *a posteriori* (Sevilla, 1986), si esto es verdad, entonces, se puede decir que el ajuste es correcto. Para conocer esta relación primero habrá que obtener la varianza *a posteriori* y se obtiene a partir de (Leick *et al.*, 2015):

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{V^T P V}{r - u}$$

Ecuación 2-14

Donde:

- $V^T P V$: es la suma de los cuadrados de los residuales y
- $r - u$: son los grados de libertad (GL) obtenido de la relación de ecuaciones de observación (r) y parámetros desconocidos (u) (Wolf *et al.*, 1995). El GL reflejará la consistencia geométrica (rigidez) de la red. Mientras mayor sea este número, mayor será la rigidez y mejor la consistencia de la red (Sevilla, 1986, 1987; Ramón-Morales, 2010).

Una vez conocido la varianza *a posteriori* general del sistema (ecuación 2-13) es posible obtener la varianza particular de los términos estimados ($\hat{X}$), a partir de la siguiente relación (Wolf *et al.*, 1995):

$$\hat{\sigma}_{x_i} = \hat{\sigma}_0 \sqrt{Q_{x_i x_i}}$$

Ecuación 2-15

Donde, $Q_{x_i x_i}$ es la diagonal principal de la matriz cofactores de $\hat{X}$. Que es obtenido a partir de las matrices de cofactores de los parámetros estimados ($\hat{X}$), de los residuos estimados ($\hat{V}$) y de las observaciones ajustadas ($\hat{L}$) y que se obtienen de la siguientes relaciones (Leick *et al.*, 2015):

$$Q_{\hat{X}} = (A^T P A)^{-1}$$

Ecuación 2-16

$$Q_{\hat{V}} = P^{-1} - A Q_{\hat{X}} A^T$$

Ecuación 2-17

$$Q_L = (I - Q_{\hat{V}} P) P^{-1} (I - Q_{\hat{V}} P)^T$$

Ecuación 2-18

Finalmente, para obtener la covarianza de ($\hat{X}$), ($\hat{V}$) y ($\hat{L}$) se efectúa el producto de la matriz cofactor por la varianza *a posteriori* ($\hat{\sigma}_0^2$), correspondiente a cada matriz cofactor calculados en ecuaciones 2-15, 2-16 y 2-17.

2.1.2. Gravimetría: Ecuaciones de Observación.

Para iniciar con el procedimiento de ajuste de acuerdo al modelo de la ecuación 2-10 es indispensable definir las ecuaciones de observación de gravimetría (Ramón-Morales, 2010). El modelo que se utilizara es el denominado inconsistente o también conocido como *Gauss- Markov* regular, que es cuando se tiene más ecuaciones que incógnitas (Sevilla *et al.*, 1990), para ejemplificar este proceso se usara un sistema con 3 incógnitas j, k y l y 4 ecuaciones (Δg), como a continuación se muestra:

Primero se define que:

- g_i : Es al valor conocido dentro del polígono medido.
- g_j, g_k, g_l : Valores de las incógnitas de los vértices j, k y l .
- $\Delta g_{j,i}, \Delta g_{k,j}, \Delta g_{l,k}$ y $\Delta g_{i,l}$: Diferencias de gravedad entre g_i, g_j, g_k, g_l .
- $Vg_{j,i}, Vg_{k,j}, Vg_{l,k}$ y $V\Delta g_{i,l}$: residuales de i, j, k y l .

Posteriormente se establece las ecuaciones de observación partiendo de las diferencias de gravedad (Δg) entre el vértice conocido (g_i) y los puntos o vértices desconocidos (g_j, g_k, g_l), como sigue (Wolf *et al.*, 1995):

Diferencias de gravedad	Ecuaciones de observación
$\Delta g_{j,i} = g_j - g_i$:	$g_j = \Delta g_{j,i} + g_i + Vg_{j,i}$
$\Delta g_{k,j} = g_k - g_j$:	$g_k - g_j = \Delta g_{k,j} + Vg_{k,j}$
$\Delta g_{l,k} = g_l - g_k$:	$g_l - g_k = \Delta g_{l,k} + Vg_{l,k}$
$\Delta g_{i,l} = g_i - g_l$:	$-g_i = \Delta g_{i,l} - g_l + Vg_{i,l}$

Debido al tipo de ajuste cada ecuación tendrá una incertidumbre en la solución, por lo tanto, cada ecuación se agrega residual “V”, valor que es importante para el análisis estadístico de la estimación (Sevilla, 1986; Wolf *et al.*, 1995), como se verá más adelante en el comportamiento estadístico del ajuste de redes gravimétricas.

La solución del sistema se realiza por medio de mínimos cuadrados mediante la notación matricial en el que las columnas serán las incógnitas y las filas estarán compuestas por las ecuaciones (Sevilla *et al.*, 1990; Wolf *et al.*, 1995). De tal forma que la matriz de diseño “A” estará compuesta por 3 columnas y 4 filas y se representa de la siguiente forma (Wolf *et al.*, 1995):

$$A = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ -1 & 1 & 0 \\ -1 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} g_j \\ g_k \\ g_l \end{bmatrix}$$

Ecuación 2-19

Los términos independientes L_b se definen como:

$$L_b = \begin{bmatrix} \Delta g_{j,i} + g_i \\ \Delta g_{k,j} \\ \Delta g_{l,k} \\ \Delta g_{i,l} - g_i \end{bmatrix}$$

Ecuación 2-20

Y finalmente, la matriz de residuales es:

$$V = \begin{bmatrix} Vg_{j,i} \\ Vg_{k,j} \\ Vg_{l,k} \end{bmatrix}$$

Ecuación 2-21

Entonces de la ecuación 2-10, se tiene:

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ -1 & 1 & 0 \\ -1 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} g_j \\ g_k \\ g_l \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \Delta g_{j,i} + g_i \\ \Delta g_{k,j} \\ \Delta g_{l,k} \\ \Delta g_{i,l} - g_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V g_{j,i} \\ V g_{k,j} \\ V g_{i,l} \end{bmatrix}$$

Ecuación 2-22

Y la matriz de valores ponderados (P) estará integrada por el inverso de los términos de la varianza (σ^2) de cada termino independiente L_b , como sigue (Wolf *et al.*, 1995):

$$P = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sigma_{i,j}} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{\sigma_{j,k}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sigma_{k,l}} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{1}{\sigma_{l,i}} \end{bmatrix}$$

Ecuación 2-23

Finalmente, una vez definidas las matrices A , L_b , V y P se estima $\hat{X}$ (incógnitas del sistema) aplicando la ecuación 2-12a y además es posible probar la condicionante de la ecuación 2-12 a partir del análisis del comportamiento del residual ($\hat{V}$) mediante el análisis estadístico de la red.

2.1.3. Comportamiento Estadístico de Redes Gravimétricas (Errores Atípicos o Graves).

Para revisar el comportamiento estadístico de una red, es importante analizar los errores mínimos detectable por pruebas estadísticas de detección de errores graves (*outliers*), en el supuesto que los existieran errores graves habrá que analizar como afectarían los resultados (Jiménez-Martínez *et al.*, 2012).

La teoría de los mínimos cuadrados basada en el ajuste de tipo *Gauss- Markov*, permite analizar por medio de la estadística los posibles errores graves dentro de los puntos. En los que se habrá que poner especial cuidado para determinar: sí el modelo propuesto es el adecuado para resolver el problema inicial (Sevilla, 1987; Wolf *et al.*, 1995). Para aclarar estas y otras dudas sobre los modelos matemáticos y estadística, se deberá aplicar una serie de pruebas que permitan localizar y en caso depurar los posibles errores graves que pudieran ocurrir en el modelo matemático (Sevilla *et al.*, 1990; Berné-Valero *et al.*, 2003; Ramón-Morales, 2010).

Una de las primeras pruebas realizadas se deriva de la revisión del producto de la operación $V^T P V$, en donde, se puede demostrar que dicho producto se distribuye según una distribución Chi Cuadrada con $n - m$ grados de libertad (GL), esto permitirá verificar la compatibilidad estadística

de los estimadores *a priori* y *a posteriori* del observable peso de unidad, como sigue (Berné-Valero *et al.*, 2003):

$$\frac{V^T PV}{\sigma_0^2} = \frac{\hat{\sigma}_0^2}{\sigma_0^2} (n - m) = \chi_{n-m}^2$$

Ecuación 2-24

Para poder establecer la compatibilidad del estadístico de Chi Cuadrada entre los valores *a priori* σ_0^2 y *a posteriori* $\hat{\sigma}_0^2$ de la varianza de peso unidad se establece la hipótesis nula y alternativa (Berné-Valero *et al.*, 2003):

$$H_0: \sigma_0^2 = \hat{\sigma}_0^2$$

Ecuación 2-25

$$H_1: \sigma_0^2 \neq \hat{\sigma}_0^2$$

Ecuación 2-26

Donde dicho procesos conllevará resolver a partir del valor estimado $V^T PV$, la comparación de la distribución Chi Cuadrada para cierto nivel de significancia α obtenido directamente de tablas a partir de los GL correspondientes del sistema a analizar, de modo que la hipótesis nula se aceptará si se cumple la relación (Leick *et al.*, 2015):

$$X_{(n-r, 1-\alpha/2)}^2 < \frac{V^T PV}{\sigma_0^2} (n - r) < X_{(n-r, \alpha/2)}^2$$

Ecuación 2-27

Si la hipótesis cumple la ecuación 2-27, entonces la hipótesis nula es aceptada y por lo tanto significa que no hay errores graves en el ajuste de $\hat{X}$.

El nivel de significancia α de la prueba corresponde a la probabilidad de un error del tipo I (se rechaza la hipótesis nula cuando debería ser aceptada) o la probabilidad de rechazar la hipótesis nula incluso aunque sea cierta, pero se fija normalmente para este tipo de trabajos en 0.05 (que corresponde con un nivel de confianza del 95%) (Berné-Valero *et al.*, 2003). El rechazar la hipótesis nula es indicativo de que hay algún error grave en el ajuste y entonces habrá que investigar la causa de este error, que podría ser debido a un incorrecto modelo estadístico, o a un incorrecto modelo matemático, o a ambos (Berné-Valero *et al.*, 2003). En todo caso, si el ajuste no pasa la prueba, habrá que investigar sobre la causa, antes de continuar con otras pruebas estadísticas (Berné-Valero *et al.*, 2003; Ramón-Morales, 2010).

2.1.3.1. Fiabilidad de Redes Geodésicas.

2.1.3.1.1. Teoría de Valores Atípicos o Errores Graves (*Outliers*).

La teoría de fiabilidad sirve para detectar valores atípicos en el ajuste de la red. Un error atípico introducido en un observable influye en todos los residuales de la red y desequilibra la calidad. Para conocer la fiabilidad de la red se realiza el análisis de los residuales $\hat{V}$ que produce el ajuste de

mínimos cuadrados. Lo que se busca es conocer si el vector $\hat{V}$ está formado por valores no correlacionados, lo que significa que la distribución de los residuales se comporta normalmente con media cero y varianza unidad $N(0,1)$ (Berné-Valero *et al.*, 2003).

Se sabe que el modelo de ajuste empleado (Gauss Markov), requiere la formulación de un modelo matemático y estadístico, en esta última parte es fundamental realizar una serie de pruebas que permitan conocer los posibles errores graves que se introdujeron en el primero (modelo matemático) (Berné-Valero *et al.*, 2003). Para eso se realiza el análisis de las siguientes pruebas (Berné-Valero *et al.*, 2003; Ramón-Morales, 2010):

- Redundancias Parciales.
- Prueba de Baarda.
- Homogeneidad de la red
- Medida de fiabilidad interna.
- Medida de fiabilidad externa.

De tal manera que los datos son analizados y en cada una de las pruebas se tiene valores de referencias que son indicativos para determinar la confianza en los resultados. Además, la cuidadosa aplicación de las pruebas mencionadas asegura hasta donde es suficiente, incluso para exigencias de precisión (Berné-Valero *et al.*, 2003).

2.1.3.1.2. Redundancias Parciales.

Otro punto importante que puede afectar la calidad de la red geodésica, está relacionado con la redundancia del sistema. El número de ecuaciones redundantes r del sistema de ecuaciones normales es la diferencia entre el número de observaciones n y el número de parámetros m (incógnitas a ser estimadas) (Berné-Valero *et al.*, 2003).

A la contribución de cada observación corresponde una redundancia r la cual recibe el nombre de redundancia parcial r_i (Leick *et al.*, 2015). Estas son obtenidas de la diagonal principal de la matriz R obtenida de la relación (Berné-Valero *et al.*, 2003):

$$R = \frac{1}{\hat{\sigma}_0^2} COV_{\hat{V}} P$$

Ecuación 2-28

Donde $\hat{\sigma}_0^2$ es la varianza *a posteriori*, $COV_{\hat{V}}$ es la matriz de covarianza de los residuales y P la matriz de ponderaciones del modelo matemático (Ecuación 2-22).

Las redundancias parciales (r_i), calculadas a partir de la anterior ecuación (2-28), cuantifican el control de las observaciones y se pueden clasificar de acuerdo a la siguiente tabla (3-1) y gráfico (3-4) (Berné-Valero *et al.*, 2003).

Tabla 2-1. Parámetros de referencia para la clasificación de redundancias parciales.

Control de las Observaciones	Mínimo R	Máximo R
Mal controlado	0	0.01
Débilmente controlado	0.01	0.1
Suficientemente controlado	0.1	0.3
Bien controlado	0.3	1

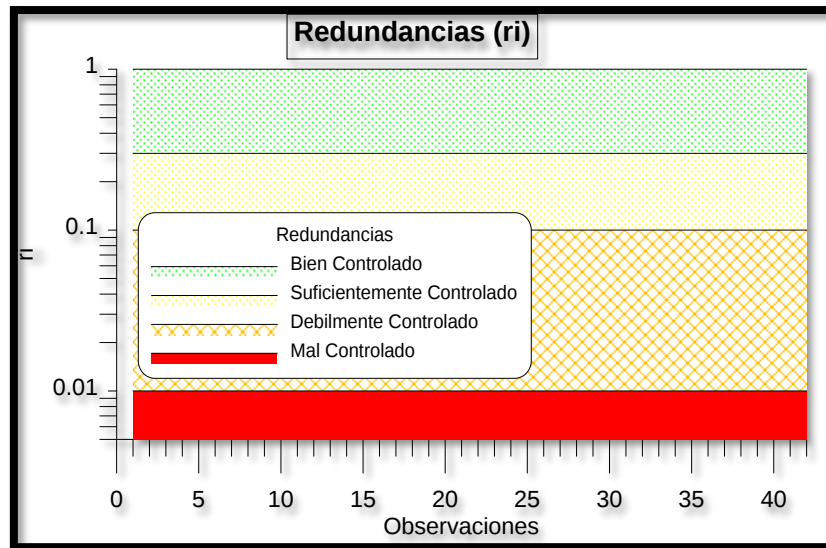


Figura 2-5. Clasificación de las redundancias (control de las observaciones) de acuerdo a la Tabla 2-1. En el eje X el número de observaciones y en el eje Y en escala logarítmica la cuantificación del valor de R (ecuación 2-28).

2.1.3.1.3. Prueba de Baarda

Los errores atípicos se detectan de forma fácil cuanto más precisas y homogéneas sean las observaciones mediante la prueba de Baarda, comúnmente identificada por el termino w_0 (Baarda, 1968). La aplicación de esta prueba es de tipo global y sirve para detectar errores mediante límites definidos, esto permite comprobar la fiabilidad de las observaciones que han intervenido en el cálculo de los parámetros ajustados en el modelo utilizado (Berné-Valero *et al.*, 2003).

De tal manera, que se formula la prueba de Baarda a partir de la hipótesis nula (Baarda, 1968; Berné-Valero *et al.*, 2003; Leick *et al.*, 2015):

$$H_0: w_i = \frac{\hat{V}}{\sqrt{COV_{V_i}}}$$

Ecuación 2-29

Donde:

- $\hat{V}$: representa los residuales y

- $\sqrt{COV_{V_i}}$: es la raíz cuadrada del elemento i ésimo término de la diagonal de la matriz de covarianza. En donde el nivel de significancia α del valor crítico w_0 viene dado por (Berné-Valero *et al.*, 2003; Ramón-Morales, 2010):

$$w_0 = N(0,1)_{(1-\alpha)}$$

Ecuación 2-30

Y el valor utilizado para este tipo de trabajo es $\alpha = 0.05$ (95 %) y considerando una distribución normal, se obtienen el valor $w_0 = 2.8$. Entonces, si $|w_i|$ es mayor que w_0 existe una probabilidad $(1-\alpha)$ de que la observación i ésima sea errónea (Sevilla *et al.*, 1990; Jiménez-Martínez *et al.*, 2012).

Junto con la prueba de Baarda se presenta el concepto de fiabilidad que se subdivide en fiabilidad interna y externa. La primera cuantifica la parte del error existente en la observación y el segundo cuantifica la influencia de los errores no detectables en los parámetros ajustados, como se muestra a continuación (Berné-Valero *et al.*, 2003).

2.1.3.1.4. Medida de Fiabilidad Interna.

La fiabilidad interna de la red brinda información acerca de (Sevilla *et al.*, 1990):

- Calidad de los observables.
- Existencia de errores graves.
- Valor del máximo error admisible de la red.

Estadísticamente, es el valor mínimo detectable del error en la observación está dado por la siguiente relación (Leick *et al.*, 2015):

$$\nabla x_{0_i} = \left| \frac{\delta_0}{\sqrt{r_i}} \sigma_{x_i} \right|, i = 1, \dots, n$$

Ecuación 2-31

Dónde:

- δ_0 : Sesgo, que representa la traslación de la distribución normal,
- σ_{x_i} : Desviación estándar de la i ésima observación y r_i : redundancia parcial.

El sesgo (δ_0) representa la distancia mínima detectada entre los valores de la hipótesis nula H_0 y alternativa H_1 a los niveles de significación α y β respectivamente (Berné-Valero *et al.*, 2003).

Entonces, la ecuación 2-31 cuantificará el valor mínimo del error grave en la observación que pueda detectarse con una probabilidad β , que normalmente se toma 80% y un nivel de significación $\alpha = 0.001$ (Ramón-Morales, 2010). El sesgo a partir de tablas publicadas toma el valor de 4.12 para el parámetro δ_0 (Jiménez-Martínez *et al.*, 2012).

Es importante visualizar el comportamiento de la ecuación 2-31 ya que los resultados dependerán de la precisión de las observaciones (σ_{x_i}), de la geometría de la red (r_i), nivel de significancia y sesgo de los observables (Santos-Jr, 2005).

2.1.3.1.5. Homogeneidad de la Red

La homogeneidad de la red se basa en el análisis de la sensibilidad de la red obtenido directamente de la ecuación:

$$\mu IN_i = \frac{\delta_0}{\sqrt{r_i}}$$

Ecuación 2-32

En esta ecuación, los coeficientes expresados de μIN_i representan la sensibilidad de la red, la cual se debe caracterizar por tener valores relativamente pequeños de μIN_i . Un valor pequeño μIN_i implica un valor grande de r_i ; cuanto mayor sea el número de r_i menor será error detectable (∇X_{0_i}), presente en una observación X_i ; esto se verá reflejado en los residuos $\hat{V}_i$. Entonces, la prueba se vuelve menos sensible y el número de errores graves detectables se reduce a un mínimo (Sevilla *et al.*, 1990).

2.1.3.1.6. Medida de Fiabilidad Externa.

La medida de fiabilidad interna podría ser suficiente para garantizar la calidad del ajuste, pero con la finalidad de conocer el comportamiento de posibles errores graves externos será importante realizar el estudio de la fiabilidad externa con el fin de, primero conocer la calidad y segundo la precisión de las observaciones ante errores despreciados o no detectados (Jiménez-Martínez *et al.*, 2012).

Para conocer los vectores de fiabilidad externa se utiliza la siguiente ecuación (Leick *et al.*, 2015):

$$\nabla x = Q_{\hat{x}} A^T P e_i \nabla x_{0_i}$$

Ecuación 2-33

Donde e_i es la i ésima columna de la matriz identidad cuya dimensión es igual al número de observaciones utilizadas en el ajuste. El parámetro de homogeneidad de la fiabilidad externa μEX_i se define a partir de siguiente relación (Jiménez-Martínez *et al.*, 2012):

$$\mu EX_i = \mu IN_i \sqrt{1 - r_i}$$

Ecuación 2-34

De esta forma, la fiabilidad externa de la red será definida por los vectores ∇x de cada observable con los respectivos parámetros μEX_i de homogeneidad externa y en donde, a partir del estudio de los vectores de fiabilidad externa ∇x , se deduce que un mismo error grave (*outlier*) en un observable influye de forma diferente en el conjunto de los vértices de la red (Ramón-Morales, 2010; Jiménez-Martínez *et al.*, 2012).

2.2. Programas de Procesamiento Gravimétrico.

2.2.1.1. *Script* Matlab®.

Una vez establecidas las matrices de diseño (A), términos independientes (L_b) y ponderaciones (P), se realiza el proceso de ajuste por mínimos cuadrados, donde se utilizó la programación de los algoritmos en Matlab® (Matlab, 2015) a través de un *Script*. Dicho *script* está basado en la solución de las ecuaciones de observación del método desarrollado por Wolf *et al.* (1995).

El resultado del proceso es plasmado en archivo de texto, en el que es posible visualizar datos de entrada del proceso y ajuste de cada incógnita ingresada en el proceso, varianza del ajuste y varianza de cada termino de $\hat{X}$. Todos los resultados son expresados en mGals.

Nota: El *Script* está disponible en los anexos de este trabajo, para facilidad de uso está configurado para reconocer datos de entrada a partir de un libro de Excel.

2.2.1.2. CG5Tool

El programa CG5tool, es una herramienta informática para realizar las correcciones de datos gravimétricos y microgravimétricos en donde uno de los objetivos es el recalcular la deriva y marea gravimétrica con la finalidad de mejorar la precisión en las observaciones.

Inicialmente, la plataforma del programa se desarrolló en lenguaje C, en donde los datos son directamente los obtenidos de gravímetros digitales automatizados como el CG-3 y CG-5 de *Scintrex*, las versiones posteriores se adaptaron al sistema operativo de *Windows* de *Microsoft* (Gabalda *et al.*, 2016).

Principalmente el programa se subdivide en dos tareas (Gabalda *et al.*, 2003):

- La primera es dedicada a la corrección por marea terrestre, deriva instrumental y presión atmosférica y
- la segunda parte del programa está direccionada al ajuste de redes, cálculo de anomalías y calibración de gravímetros.

2.3. Sistema de Posicionamiento Global (GPS)

El desarrollo de las tecnologías basadas en el sistema de posicionamiento global (GPS por sus siglas en inglés) está en constante crecimiento, con diversas señales que en la actualidad se captan por nuevos sistemas y que mejoran la calidad de posicionamiento. El objetivo principal de cualquier sistema GPS es simple, es el definir la posición de un objeto en la superficie terrestre, el medio por el cual se da esta comunicación se obtiene a partir de un emisor y receptor. Los emisores son satélites que conforman constelaciones en orbitas definidas alrededor de la Tierra, este a su vez emite señales electromagnéticas de onda específica hacia la superficie terrestre y finalmente el receptor es el que decodifica la información para obtener la posición en determinado momento (Brinker *et al.*, 2012).

La idea del GPS inicio en los años sesentas para fines militares en los Estados Unidos de América, ya que representaba un gran adelanto como sistema estratégico de alcance global. Pero los alcances rebasaron los fines militares y se expandieron a numerosas áreas de la investigación y en recientes

casos para la aplicación civil con sus ciertas restricciones. Pero los estadounidenses no fueron los únicos en desarrollar sus sistemas GPS, también la URSS construyó un sistema similar denominado TSICADA (Jiménez-Vega, 2006; Brinker *et al.*, 2012).

Cada uno de los sistemas tenía sus limitantes en precisión, pero con los años la evolución de los sistemas ha mejorado el diseño de los GPS y satélites, dando como resultado las constelaciones de NAVSTAR y GLONASS, perteneciente a los estadounidenses y rusos, respectivamente (Jiménez-Vega, 2006).

En la actualidad existen más constelaciones como BEIDU, QZSS, Galileo, administradas por diferentes agencias espaciales (Kaplan *et al.*, 2005), en este trabajo nos centraremos en el desarrollo de las constelaciones NAVSTAR, que son las que se utilizaron en el proceso con los equipos GPS utilizados (Trimble, 2012).

2.3.1. Descripción del Sistema GPS

2.3.1.1. Segmento Espacial (Constelación).

El objetivo del segmento espacial es, a partir de las instrucciones que reciben del segmento de control, proporcionar una referencia de tiempo atómico, generar las señales RF pseudo- aleatorias, almacenar y reenviar el mensaje de navegación (Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001).

El sistema de posicionamiento consta de tres segmentos:

- Espacial (satélite),
- Control (estaciones) y
- Usuarios.

El segmento espacial consiste en la operación de 24 satélites en órbita, uniformemente dispersos alrededor de la Tierra, que transmiten señales de varios componentes: frecuencia del portador, códigos digitales y mensaje de navegación. Las dos primeras señales se usan para determinar la distancia del receptor (usuario) a los satélites del GPS, principalmente. El mensaje de navegación contiene las coordenadas de los satélites como una función del tiempo, los signos transmitidos son controlados por relojes atómicos (rubidio y cesio) muy exactos colocados en los satélites (Jiménez-Vega, 2006).

Los satélites disponen de estructuras y mecanismo para poder mantenerse en órbita, comunicarse con el segmento de control y emitir las señales a los receptores. Además se identifican de diferentes maneras: por su posición en el plano orbital dentro de las seis órbitas, por el número de catalogación de la NASA, por el número internacional de identificación, por el código PRN (código pseudo- aleatorio de ruido) y por el número de la secuencia de lanzamiento (SVN) (Jiménez-Vega, 2006).

2.3.1.2. Segmento de Control.

Este segmento en general se compone por estaciones de tierra que se encargan del control, mantenimiento y configuración de satélites. Además, es el encargado de predecir las efemérides y el comportamiento de los relojes satelitales, actualizar el mensaje de navegación de los satélites (Brinker *et al.*, 2012). La composición de este segmento está definida por:

- Estación de control maestro (MCS, por sus siglas en inglés),
- Monitor de estaciones y
- Estaciones de control en tierra.

2.3.1.3. Segmento Usuario.

Básicamente es la instrumentación y programas con la cual debe contar el usuario para recibir y procesar las señales satelitales, se compone de antena de recepción, sensor (una frecuencia o doble frecuencia), el controlador y programa de postproceso.

Algunos equipos GPS son más sofisticados e incluyen ciertos accesorios integrados en unos solo (por ejemplo: Trimble R-8, R10), pero tienen el mismo funcionamiento en general.

2.3.2. Componentes de la Señal GPS y Posicionamiento Satelital.

El sistema GPS permite obtener posiciones precisas tridimensionales (X, Y y Z) referidas al sistema de referencia geocéntrico global, para nuestro trabajo es el WGS-84. A partir de estas posiciones tridimensionales se pueden obtener posiciones horizontales y altimétricas expresadas en coordenadas geográficas (Brinker *et al.*, 2012):

- Latitud (β),
- Longitud (λ) y
- Alturas elipsoidales (h).

2.3.2.1. Señal Satelital.

La señal satelital que actualmente es transmitida tiene un amplio espectro de señal que es sujeto a interferencias involuntarias. La clave de la precisión de los sistemas es que todos los componentes de la señal son controlados por relojes atómicos de gran precisión, de los últimos grupos satelitales enviados (Bloque II) tienen 4 estándares de tiempo a bordo, dos de rubidio y dos de cesio. En términos de frecuencia la estabilidad de los relojes puede alcanzar hasta 10^{-13} y 10^{-14} Hz durante un día. Esta precisión es la base para los satélites GPS y es fundamental para la frecuencia de 10.23 MHz (Brinker *et al.*, 2012).

En consecuencia, cada satélite GPS transmite en dos frecuencias de ondas de radio en la banda **L** denominadas **L1** (1.5 GHz) y **L2** (1.2 GHz). **L1** es la principal señal utilizada en diversas aplicaciones civiles y **L2** es utilizada para cancelar la mayor fuente de error, la refracción en la ionosfera, esto es porque la ionosfera se comporta como un medio dispersivo para la señal GPS, que será tratado más adelante (Ramón-Morales, 2010; Brinker *et al.*, 2012).

Los pseudo- rangos son derivados de la medición que viajan en la señal en cada satélite hasta el receptor usando dos códigos de pseudo-rango ruido (PRN), estos son modulados en las dos bases portadoras, es decir, la transmisión se realiza utilizando técnicas de espectro ensanchado de ahí que todos los satélites transmitan con las mismas portadoras (Ramón-Morales, 2010).

La señal **L1** es dividida en tres componentes (Brinker *et al.*, 2012):

- Onda portadora,

- Código de posicionamiento civil (C/A) y
- Mensaje de navegación (D).

Al igual la banda **L2** es dividida en (Brinker *et al.*, 2012):

- Onda portadora,
- Código de posicionamiento militar (P) y
- Mensaje de navegación (D).

El mensaje de navegación contiene información acerca de la deriva del reloj atómico del satélite, efemérides predichas por el segmento control terrestre para la órbita del satélite, coeficientes del modelo de ionosfera e información sobre el status de la constelación. Los códigos de posicionamiento PRN, C/A y el encriptado P (Y) son correlacionados (comparados) por el receptor GPS con una réplica de ellos generada internamente. Esto, junto con la información de las coordenadas del satélite (X_s, Y_s y Z_s) y de la velocidad de propagación de las ondas de radio (C, cercana a la velocidad de la luz en el vacío, $\sim 300,000$ km/s), permite al receptor estimar: el tiempo de propagación o retardo ($\Delta T = T_R$ tiempo de emisión de la señal del receptor $-T_s$ tiempo de emisión de la señal del satélite) de la señal transmitida por el satélite; la distancia ($R = C\Delta T$) del receptor a cada satélite avistado y, en consecuencia su propia posición (X_r, Y_r y Z_r), obtenida a partir de la solución de un sistema de ecuaciones con un mínimo de cuatro incógnitas de la forma (Brinker *et al.*, 2012):

$$R^j = \sqrt{(X_r^j - X_s^j)^2 + (Y_r^j - Y_s^j)^2 + (Z_r^j - Z_s^j)^2} + C\delta T$$

$$j = 1, 2, \dots, n(n \geq 4)$$

Dónde:

δT : Es el error de sincronía entre los relojes de los satélites avistados y del receptor (Pajares *et al.*, 2001; Ramón-Morales, 2010).

El problema de posicionamiento con observables de tiempo (C/A o P) se reduce a resolver cuatro incógnitas: 3 de posición y una de tiempo. Sin embargo, debido a que las distancias estimadas están afectadas por distorsiones de las señales portadoras a su paso por la atmósfera (ionosfera y troposfera), así como por multi trayectorias que se producen cuando la señal sufre reflexiones por choques con objetos reflejantes en su camino hacia la antena del receptor, denominadas pseudo-distancias o distancias aparentes. Estos efectos afectan la precisión de la estimación de la posición del receptor (Brinker *et al.*, 2012).

Ambos, el mensaje de navegación (D) y el código de posicionamiento (C/A) son modulados (sobrepuestos) en amplitud sobre la señal **L1**, y así como con los códigos de posicionamiento (C/A o P), el receptor GPS puede correlacionar (Figura 2-5) la onda portadora **L1** con una réplica de ésta generada por el receptor para obtener información de la distancia a cada satélite, mediante la medición del efecto *Doppler* (cambio de la longitud de onda) entre una frecuencia portadora recibida del satélite y la misma frecuencia generada por el receptor. Para ambos códigos y ondas portadoras, el receptor puede correlacionar con una precisión de aproximadamente 0.3 % de un ciclo de onda o

código *Chip* (intervalo de tiempo mínimo de transmisión de un cero o un uno en un pulso de código binario). Debido a que la frecuencia (aproximadamente 1500 MHz) de la onda portadora **L2** es mucho mayor que la frecuencia (1 Mhz) de modulación del código civil (C/A), sus ciclos son mucho más cortos, por lo tanto, es posible hacer mediciones más exactas de las distancias del receptor a los satélites rastreados. Sin embargo, este método es muy complejo. Los códigos de posicionamiento GPS son diseñados de tal manera que cuando el código emitido por el satélite es exitosamente correlacionado con el código generado por el receptor, una distancia real (sin ambigüedad) al satélite es determinada (Brinker *et al.*, 2012).

Cada onda se mira igual que cualquier otra y la longitud de onda portadora en la frecuencia GPS L1 es apenas 19 cm (por comparación, la longitud de onda de un código *chip* C/A es de aproximadamente 300 m). El receptor puede determinar el ángulo de fase del ciclo registrado, pero no cuántas longitudes de onda caben entre éste y el satélite. Debido a que el receptor mide directamente el ángulo de fase de la onda portadora, las mediciones derivadas a partir de este procedimiento son llamadas datos observables de fase. Los receptores geodésicos de doble frecuencia (**L1**, **L2**) producen datos de mediciones de distancias, fases y posicionamiento, por lo tanto, la fase portadora puede utilizar con mayor exactitud para medir el intervalo hacia un satélite (Ramón-Morales, 2010; Brinker *et al.*, 2012).

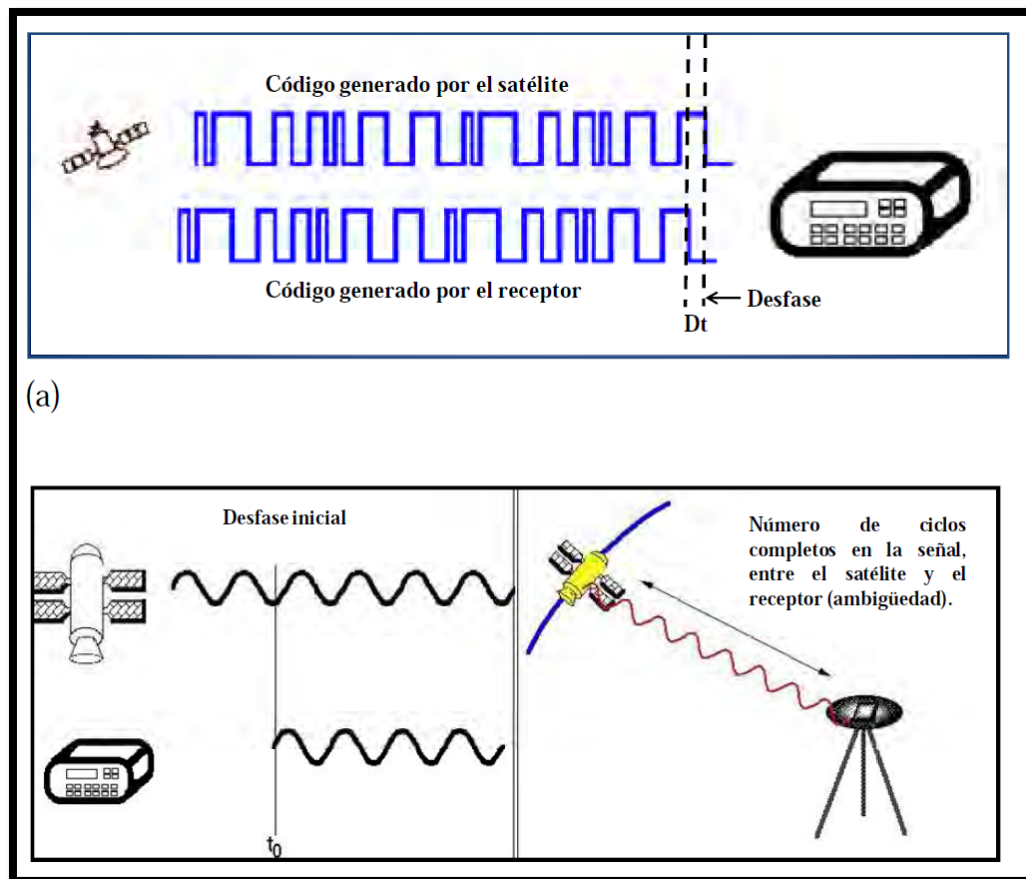


Figura 2-6. Correlación de los códigos generados por el satélite y el receptor que permite la medición del tiempo de recorrido de la señal y por lo tanto la pseudo-distancia entre el satélite y el receptor. a) Correlación C/A y b) correlación entre observables de fase. Tomado de Ramón-Morales (2010).

Mientras que los observables de tiempo (códigos C/A y P) dan una distancia sin ambigüedad entre el receptor GPS y el satélite, los observables de diferencias de fase de la portadora **L1** tienen una ambigüedad (N) causada por una fracción de longitud de onda, ya que solo se mide el número entero de ciclos entre el receptor y el satélite. Para medir la intercalación con precisión, el motor de procesamiento debe resolver las “ambigüedad de fase”. Todos los paquetes para procesamiento de datos GPS que calculan las posiciones con una exactitud mejor de 5 cm ejecutan alguna forma de “resolución de ambigüedad de fase” (Ramón-Morales, 2010; Trimble, 2012).

El primer paso para resolver ambigüedades en los ciclos de fase es hacer una estimación aproximada de la posición, utilizando datos de distancias. El número de ciclos desconocidos por cada fase medida se resuelve utilizando la combinación de mediciones redundantes en el tiempo con los cambios de geometrías de satélites (Nota: únicamente se necesitan rastrear 4 satélites para resolver una posición tridimensional, en la actualidad los receptores GPS modernos rastrean simultáneamente de 12 hasta 24 satélites, produciendo soluciones sobre- determinadas o redundantes). Una vez que la ambigüedad de ciclo es resuelta, los datos de fase pueden producir directamente una posición para cada punto, siempre y cuando, el receptor no pierda la señal emitida por el satélite. Cuando ocurre un bloqueo temporal de la señal, la ambigüedad del ciclo de fase debe recalcularse (Ramón-Morales, 2010; Trimble, 2012).

Los sistemas convencionales para posicionamiento basado en datos de fase requieren aproximadamente entre 30 minutos a una hora de registro de datos para resolver con cierto éxito la ambigüedad (Brinker *et al.*, 2012).

Un parámetro que es comúnmente utilizado en las mediciones GPS es la dilución posicional de la precisión PDOP (por sus siglas en inglés) que es resultado de la consistencia geométrica de los satélites observados que se suma a los errores provocados por interferencias durante la propagación de la señal GPS (Brinker *et al.*, 2012). Dado que se puede predecir la trayectoria de los satélites con almanaques, es posible elegir los horarios en los que el PDOP es favorable (menor a 4), es decir cuando la ubicación geométrica de los satélites es la más consistente con los receptores que las observan (Brinker *et al.*, 2012).

Para conseguir señales satelitales favorables de PDOP es importante que la medición esté libre de obstáculos como edificios, árboles, cerros y superficies de lagos, entre otros, que son interferencias en la recepción de la señal del satélite y produciendo reflexiones de la misma, por lo que se debe tener en cuenta desde la ubicación de los sitios de medición, cuando esta sea posible (Jiménez-Vega, 2006; Ramón-Morales, 2010). Adicionalmente a estos factores, la pérdida momentánea de la señal hace que se pierda el control de fase que producen deslizamientos de ciclo pudiendo invalidar una medición (Jiménez-Vega, 2006). Estas anomalías en la señal se pueden controlar en el campo: aumentando el ángulo de elevación, que es conocido también como ángulo de la máscara de elevación sobre el horizonte a partir del cual se empezará a registrar la señal de los satélites, por abajo de los 10 grados las mediciones estarán fuertemente afectadas por la refracción atmosférica, lo que quiere decir que será necesario incrementar el intervalo de grabación (épocas) de la señal (Brinker *et al.*, 2012).

Las señales GPS transmitidas por los satélites en las constelaciones, como ya se mencionó, portan información en forma de ondas electromagnéticas a través de tres zonas: Vacío, ionosfera y troposfera, antes de ser recibida por el usuario en superficie (Ramón-Morales, 2010). De acuerdo a

la teoría el retardo se define como el incremento de tiempo de propagación de una señal en un medio, comparado con el tiempo de propagación en el vacío (Espinal-Zapata, 2015). La señal puede reflejarse, refractarse, difractarse y atenuarse debido a la interacción con dos capas de la atmósfera en específico: ionosfera y troposfera (Brinker *et al.*, 2012).

La troposfera induce retrasos en cualquier señal electromagnética que la atraviesa debido a los gases inertes causando el 90% del total del retraso, el efecto es estable y tiene que ver con la presión atmosférica y depende la de altura sobre el nivel de mar donde se toman las medidas (Perdiguer *et al.*, 2008). El 10 % restante es debido al vapor de agua presente, relativamente es más difícil de modelar, ya que puede cambiar rápidamente debido a las condiciones locales atmosféricas (Perdiguer *et al.*, 2008). En general el efecto troposférico puede causar una desviación de 1.9 a 2.5 m en la dirección cenital e incrementarse cuando decrece el ángulo de elevación, llegando hasta 20 a 28 m a unos 5° (Espinal-Zapata, 2015). En estos casos se recomienda el uso de modelos atmosféricos simplificados (Espinal-Zapata, 2015), por ejemplo: *Saastamoinen* (Saastamoinen, 1971) y *Hopfield* (Hopfield, 1969), entre otros.

2.3.1. Posicionamiento Diferencial con Observables de Fase.

De los métodos de posicionamiento satelital de vértices de redes geodésicas el más recomendado es el posicionamiento de tipo estático en modo diferencial con observables de fase. Básicamente consiste en medir una línea base o vector AB desde un punto fijo A (estación de referencia con coordenadas conocidas) a un punto de coordenadas desconocidas B (estación móvil). Los datos GPS medidos en A y B son procesados en oficina mediante métodos de cálculo de líneas base, es decir, se calcula la distancia lineal entre A (Conocido) y B (Desconocido), a esta metodología de trabajo se le conoce como postproceso. La longitud de líneas es calculada a partir de dobles diferencias de fase (DDF), formadas con la diferencia aritmética entre los observables de fase medidas simultáneamente por el par de receptores en los sitios (R1 y R2) que rastrean el mismo par de satélites (S1, S2). Primero las fases obtenidas por cada receptor del primer satélite se diferencian formando las diferencias de fase simples (SDF). Posteriormente, las fases obtenidas por cada receptor del segundo satélite se diferencian. Y finalmente, estas dos diferencias a su vez se diferencian entre sí. Este proceso es representado simbólicamente de la manera siguiente (Ramón-Morales, 2010):

Diferencias de fase simple:

$$\begin{aligned} SDF(R1, R2, S1) &= Fase(R2, S1) - Fase(R1, S1) \\ SDF(R1, R2, S2) &= Fase(R2, S2) - Fase(R1, S2) \end{aligned}$$

Dobles diferencias de fase:

$$DDF(R1, R2, S1, S2) = SDF(R1, R2, S2) - SDF(R1, R2, S1)$$

Este procedimiento ayuda a cancelar los errores de los relojes locales porque son comunes a las mediciones realizadas con distintos satélites. Además, disminuye los errores orbitales y los de propagación atmosférica. Las ambigüedades siguen siendo números enteros y ahora aparecen no mezcladas con otros errores por lo que en principio es posible estimarlas junto con las coordenadas del receptor.

Las precisiones en las coordenadas estimadas, así como los tiempos de observación de los datos de campo dependen en gran medida de la longitud de la línea base.

En resumen, en los trabajos de posicionamiento mediante técnicas de GPS diferencial, los resultados observacionales son las componentes de una serie de vectores tridimensionales que unen diferentes vértices de una red, así como sus correspondientes incertidumbres. Como cualquier otro levantamiento, un levantamiento GPS que ha determinado las posiciones relativas de un conjunto de vértices podrá estar sujeto de un ajuste libre (mínimo) o constreñido para distribuir los errores de cierre (Wolf *et al.*, 1995; Leick *et al.*, 2015).

Teóricamente esta es la forma en la que se realiza el proceso de datos GPS, pero en la práctica el proceso se realiza mediante programas computacionales, los cuales son manejados con bastante eficiencia. Una de las opciones comerciales es el Trimble Business Center (TBC), que gracias a los algoritmos de procesamiento y otras herramientas es posible obtener buenos resultados confiables.

2.3.1. Trimble Business Center (TBC).

El programa *Trimble Business Center* es una plataforma especializada en el postprocesamiento de datos geodésicos, el cual, una de las herramientas, está desarrollado con algoritmos para el cálculo y ajuste de redes GPS (Trimble, 2008, 2012).

Recientemente Trimble en 2012 (Trimble, 2012), desarrollo un algoritmo de procesamiento denominado HD-GNSS, en el que la resolución de ambigüedades se lleva a cabo con una rápida convergencia a una solución con mayor nivel de exactitud. Para eliminar los retrasos o adelantos en la señal que emite el satélite, TBC realiza una elección del mejor modelo para eliminar esos efectos dependiendo de la distancia, es decir, en distancias cortas ($<2\text{Km}$) la señal en el receptor base y móvil es común y entonces los retrasos o adelantos lo serán, de esta manera es posible eliminar dichos efectos en las mediciones de fase de la portadora (Trimble, 2008, 2012).

Por otra parte, en el caso donde las distancias son grandes y los efectos atmosféricos no son comunes, TBC utiliza en el post procesamiento un modelo empírico para los retrasos de señal ocasionados por la transmisión a través de la troposfera. Para todas las sesiones estáticas que duren menos de 1 hora, los retrasos troposféricos se calculan utilizando el modelo de *Hopfield* (Trimble, 2012). Para las sesiones estáticas que duren más de una hora en líneas base de más de 2 kilómetros, los retrasos troposféricos se calculan utilizando el modelo de *Hopfield*, junto con funciones mapeo de *Niell*, incluyendo además en el proceso un modelo de retraso troposférico al estimar las correcciones de fase portadora (Trimble, 2012). El proceso es mejorado con el uso de efemérides precisas de cada satélite en el procesamiento, que son publicadas de manera gratuita por IGS *International GNSS Service* (Servicio Internacional GNSS) (Jiménez-Vega, 2006; Brinker *et al.*, 2012).

El tema de postprocesamiento es muy amplio, por lo cual puede ser de interés continuar su revisión en base a los artículos e información de otros autores: Hopfield (1969); Niell (1996); (Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001; Kaplan *et al.*, 2005; Jiménez-Vega, 2006; Perdiguier *et al.*, 2008; Trimble, 2008, 2012).

El trabajo con TBC se vuelve relativamente sencillo al familiarizarse con herramientas de edición, cálculo y ajuste de las señales GPS, en las cuales es importante hacer mención del Cierre de Ciclo GNSS fundamental para identificar posibles vectores defectuosos antes de continuar con el proceso, que se explicará a continuación en que consiste.

2.3.1. Cierre de Ciclo GNSS

Uno de los procesos de calidad en TBC es la herramienta de comprobación de cierres de ciclo que proporcionan una medida de la cantidad de errores en un conjunto de observaciones al interior de una red.

Un cierre de ciclo se calcula seleccionando un punto desde el cual se han tomado una o más observaciones, agregando una de ellas a las coordenadas del punto y calculando las coordenadas del segundo punto en base a dicha observación. Este proceso se repite una o más veces alrededor de un ciclo, terminando finalmente en el punto de partida original. Si no hubo errores en las observaciones, teóricamente, la coordenada calculada final sería exactamente igual a la coordenada de comienzo original (Trimble, 2008).

3. MÉTODOS Y MATERIALES.

La estimación de la deformación de la RGFI se desarrolló en 3 etapas principalmente, la primera se enfoca en la adquisición de datos (trabajo de campo), procesado (procesamiento de gabinete) de los datos de campo y finalmente la estimación de la deformación (Figura 3-1).

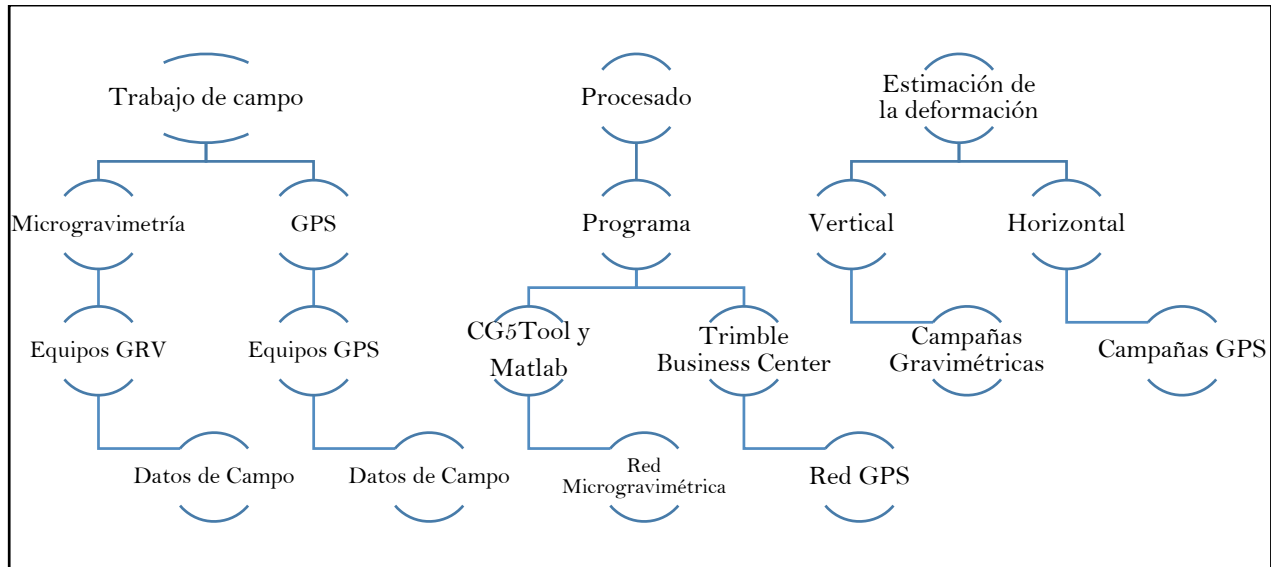


Figura 3-1. Diagrama de la metodología para determinar la deformación en la RGFI.

3.1.Trabajo de Campo

La premisa principal de esta etapa fue desarrollar las dos técnicas propuestas en el menor tiempo posible, para lo cual fue importante primero definir el estado físico de los bancos de la RGFI. En esta etapa se comprobó y verifico (figura 3-2 y 3-3) los bancos que se encuentran en condiciones óptimas de ser medidos, con esto se pretende optimizar tiempos, trayectos y sobre todo priorizar sobre la toma de datos en los bancos que han presentado desplazamientos en otras campañas.



Figura 3-2. Búsqueda de Bancos en la RGFI, previo al inicio de las mediciones. Izquierda banco P2A3 no localizado, derecha banco P3A5 localizado al costado de carretera estatal BC1.

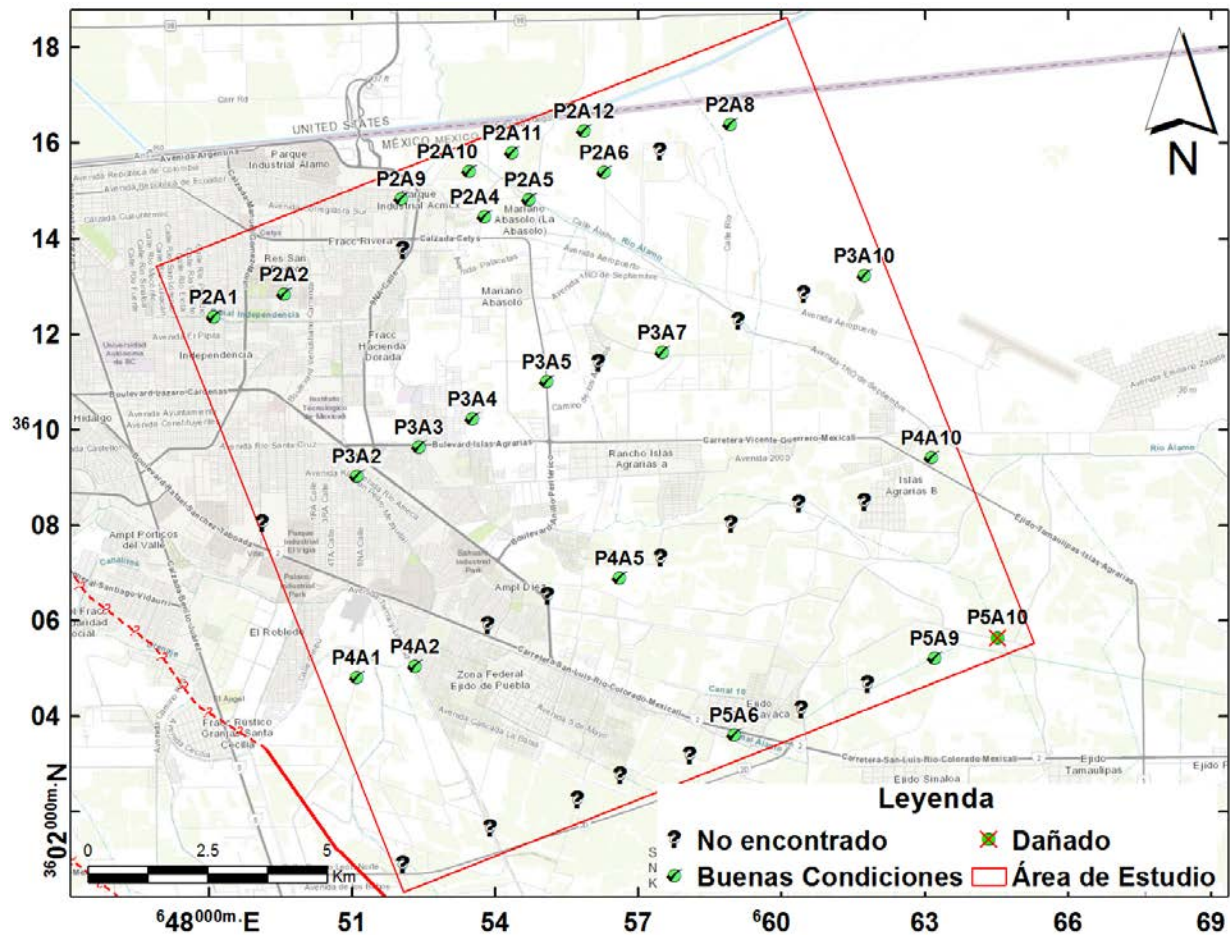


Figura 3-3. Mapa de estatus de los bancos para las mediciones de 2015 y 2016. Circulo verde corresponde a bancos en buen estado; Circulo verde tachado bancos con daño, no funcionales para la medicion y Signos de interrogación bancos que no fue posible localizar.

3.1.1. Trabajo de Campo: Microgravimetría.

La adquisición de datos gravimétricos se estableció en dos campañas: la primera del 1 al 12 diciembre de 2015 y la segunda 6 meses después del 27 de junio al 1 de julio de 2016, ambas diseñadas de manera similar tomando 11 polígonos con tres y hasta siete segmentos. En donde cada polígono se entrelaza con al menos dos segmentos de otros polígonos de la red, esto con la finalidad de dar consistencia geométrica a partir de las redundancias de la red. También para la toma de datos se consideraron recorridos en sentido horario y anti horario como se muestra en la figura 3-4.

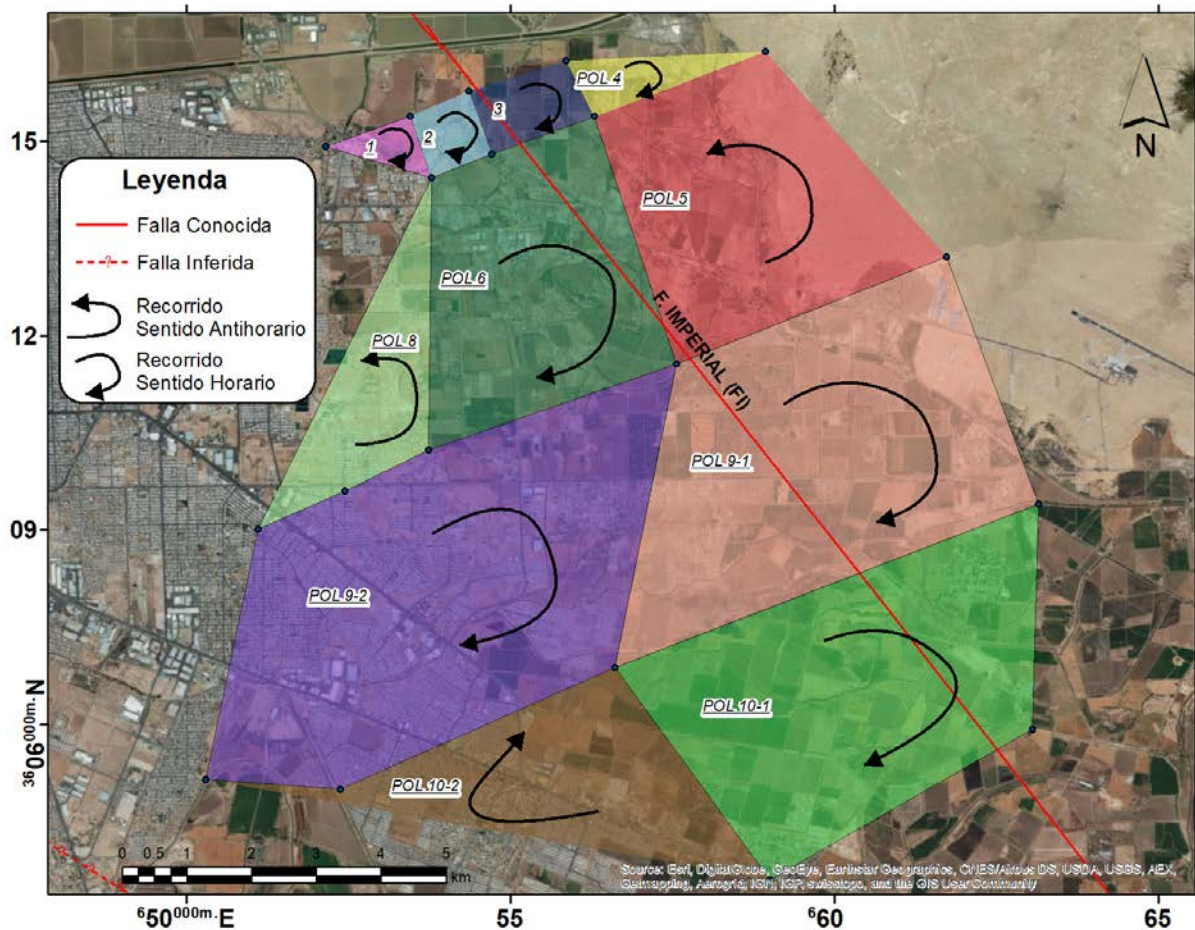


Figura 3-4. Esquema y planeación de los recorridos gravimétricos en RGFI. Las flechas indican la dirección en la que se propone la medición de las poligonales y los colores indican un polígono diferente.

Cada uno de los polígonos se denominó de acuerdo a su ubicación iniciando por el extremo norte izquierdo y continuando con la secuencia hacia el este, los subsiguientes polígonos (5, 6 y 8) se localizaron en dirección contraria a los primeros. Los últimos 4 polígonos surgen de una subdivisión realizada a los polígonos 9 y 10 de campañas previas (González-Bojórquez, 2017).

Previo a la toma de datos con el gravímetro y paralelamente al trabajo de búsqueda de bancos, se realiza la revisión de la marea instrumental del gravímetro en oficina, lo cual consiste en realizar mediciones por un período de al menos 12 horas ininterrumpidas en un lugar con bajo ruido cultural, para este caso el lugar seleccionado fue el laboratorio de Ciencias de la Tierra del Instituto de Ingeniería de la UABC (figura 3-5).



Figura 3-5. Observación en modo cíclico para la corrección de marea instrumental de gravímetros CG-3 y CG-5.

Los datos obtenidos son graficados y mediante la ecuación 2-5 y recalculada la nueva deriva del gravímetro (Figura 3-6).

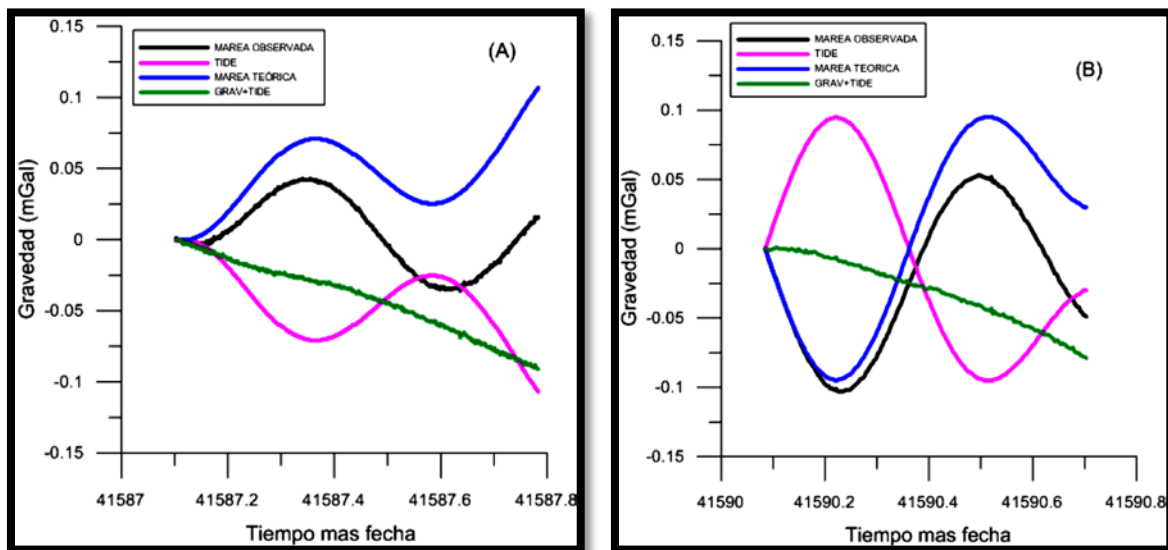


Figura 3-6. Ejemplo de corrección por marea línea verde (GRAV+TIDE), marea observada (línea negra), marea teórica (línea azul), marea en línea magenta (TIDE) resultado de la diferencia entre marea observada y teórica. Gráfico (A) son datos observados previos a la corrección por marea y gráfico (B) posteriores a la corrección por marea con período de observación de 16 horas. Tomado de González-Bojórquez (2017)

En la figura (3-6 A), se observa los datos observados después de 16 horas, posteriormente obtenida la nueva deriva del gravímetro con la ecuación 2-5, se realiza la observación con la nueva deriva y se obtiene el gráfico B (figura 3-6), teóricamente la línea verde (corregida por marea) debería ser horizontal y sus valores ser cercanos a cero, pero en la práctica esto no sucede porque aún existen derivas remanentes relacionados a un período de observación insuficiente para corregirla, por tal razón los recorridos se reprocesaran en gabinete.

Una vez listo el gravímetro se procede a trasladarse a la zona de trabajo en donde se realizan la configuración para tomar una muestra de gravedad cada segundo durante un tiempo de 240 segundos, una vez terminada la sesión (240 segundos) es guardada y se procede a repetir la observación al menos 7 a 8 veces. Finalmente, se obtendrían en cada sitio al menos 1680 a 1920 muestras que representarían la medición del banco y que posteriormente se depurara para el proceso de ajuste con el método matemático propuesto.

Para poder tener punto de comparación entre campañas gravimétricas, se determinó que cada valor de gravedad debe ser referenciado a la varilla del banco medido, para realizar este ajuste se procedió a medir con cinta métrica la diferencia de altura entre la varilla del banco y la base del gravímetro. Toda la información recabada es apuntada en la bitácora de campo para posteriormente procesarla en gabinete. Esta metodología es repetida para cada sitio hasta cubrir las observaciones necesarias para cerrar cada uno de los once polígonos.

3.1.2. Equipos Gravimétricos

Durante el desarrollo de este trabajo se utilizaron dos equipos gravimétricos relativos de la marca *Scintrex*, el primero es un gravímetro relativo *Autograv* CG-3 (Figura 3-1); el segundo equipo corresponde a un gravímetro *Autograv* CG-5 (figura 3-2), ambos instrumentos basados en características de medición similares (Scintrex, 1995; Seigel *et al.*, 1995; Scintrex, 2009).

Cada modelo de gravímetro presenta características físicas diferentes que se mencionan a continuación:

3.1.2.1. Gravímetro Relativo CG-3M.

- Medición de hasta 7000 mGal.
- Resolución de 1 μ Gal.
- Realiza correcciones por deriva instrumental y marea gravimétrica de forma automática.
- Presenta una deriva instrumental de menos de 20 μ Gal/día.
- Teclado digital
- Niveles por medio de sistema electrónico
- Niveles de aguja
- Almacenamiento de datos
- Descarga de información por medio puerto paralelo.



Figura 3-7. Gravímetro relativo CG-3 de *Scintrex*. Izquierda toma de datos en banco P2A8 de la RGFI sobre dispositivo de nivelación y derecha muestra la descarga de datos.

3.1.2.2. Gravímetro Relativo CG-5.

Además de las características del modelo Cg-3 presenta:

- Protocolo de comunicación con ordenador.
- Pantalla de despliegue de información de niveles de equipo, estadística y graficado de datos.
- Niveles digitales
- Descarga de información por medio de interfaz USB.
- Ser bastante ligero y autonomía de hasta 8 horas.



Figura 3-8. Gravímetro relativo CG-5 de *Scintrex*. Izquierda descarga de datos en memoria externa vía cable serial RBS (*Scintrex*, 2009); derecha gravímetro conectado a fuente de alimentación externa sobre dispositivo de nivelación.

3.1.3. Trabajo de campo: GPS.

El igual que la microgravimetría se planean los sitios que se visitarán, de preferencia se evitó que los sitios no fueran los mismo que se tenían contemplados en los recorridos gravimétricos del día de trabajo GPS. La razón radica en que el trabajar con los dos equipos en el mismo sitio pudiera ocurrir incidentes (movimiento) al estar midiendo.

Se diseñaron las campañas de diciembre de 2015 y julio de 2016, de manera simultánea a las realizadas en gravimetría, además, por cortesía del M. C. Juan Manuel Espinosa C. se agregó la campaña de noviembre de 2014 (figura 3-3). Las tres campañas tienen un procedimiento similar de levantamiento en campo.

La campaña de 2014 se observaron 11 bancos del 16 al 20 de noviembre (Tabla 3-1), la campaña de 2015 se midieron 22 vértices del 23 al 12 diciembre (Tabla 3-2) y finalmente la campaña de 2016 realizada del 25 junio al 01 de julio en 19 bancos de la RGFI (Tabla 3-3).

Tabla 3-1. Bancos y fechas de observaciones GPS campaña 2014.

Fecha de Observación	Banco Observado	Fecha de Observación	Banco Observado	Fecha de Observación	Banco Observado
16-nov	P2A12	18-nov	P2A3	19-nov	P3A4
	P2A6		P2A5		P3A5
17-nov	P2A10		P2A9	20-nov	P3A10
	P2A11				P3A7

Tabla 3-2. Bancos y fechas de observaciones GPS de 2015.

Fecha de Observación	Banco Observado	Fecha de Observación	Banco Observado	Fecha de Observación	Banco Observado
23-nov	P2A1	02-dic	P3A2	11-dic	P4A10
	P2A2		P3A3		P4A5
30-nov	P2A8		P3A4		P5A6
	P3A10		P3A7		P5A9
01-dic	P2A10	06-dic	P2A11	12-dic	P4A1
	P2A5		P2A12		P4A2
	P2A9		P3A8		
	P2A4				
	P3A5				

Tabla 3-3. Bancos y fechas de observaciones GPS de junio- julio de 2016

Fecha de Observación	Banco Observado	Fecha de Observación	Banco Observado	Fecha de Observación	Banco Observado
25-jun	P4A2	27-jun	P2A11	30-jun	P2A6
	P4A5		P2A5		P2A8
	P5A6	28-jun	P2A10		P3A10
26-jun	P3A2		P2A4		P3A7
	P3A3	29-jun	P4A1	01-jul	P2A12
	P3A4		P4A2		P2A9
					P4A10
					P5A9

La medición en campo con los equipos GPS es importante ya que de esto depende la siguiente etapa de postproceso, de tal manera que se enuncia a continuación la metodología aplicada con la finalidad de alcanzar la precisión requerida para este trabajo:

- Una vez seleccionado los sitios a medir se debe contemplar los horarios de traslado y tiempo para la sincronización de equipos GPS,
- Posteriormente, en el sitio se coloca el tripié en posición firme y se procede a centrar el instrumento sobre el punto de referencia del banco geodésico (centro de varilla), con el apoyo de niveles y mirilla se verifica y comprueba el centrado.
- Después, se asegura la antena GPS en la parte superior del arreglo.
- Paso siguiente es medir la altura con cinta métrica del punto de referencia (varilla del banco) hasta el nivel de referencia en la antena, este paso es muy importante porque de este parámetro depende la corrección en gabinete de la altura de la antena.
- Finalmente se inicia la medición con los parámetros de nombre del punto, muestreo (15 segundos), máscara de elevación (ángulo de 10°), altura de la antena en metros y modo de medición (Estático), este proceso puede variar de acuerdo al equipo utilizado.
- Con el fin de asegurar la calidad de los datos es preciso realizar sesiones de mediciones de mínimo 4 a 8 horas por receptor.

Este proceso es posible visualizarlo en la siguiente figura 3-9, donde se muestran cada uno de los puntos aquí tratados para la adquisición de datos GPS.



Figura 3-9. Colocación de tripié, base de nivel, centrado sobre banco geodésico e instalación de antena del sistema GPS.

3.1.4. Equipos GPS

Los equipos GPS utilizados son de doble frecuencia pertenecientes a la línea de *Trimble*, *Topcon* y *Geomax*, todos los equipos son de características similares de operación en campo, como se muestra a continuación en las especificaciones de cada uno.

3.1.4.1. Equipo *Trimble*:

Este equipo está compuesto por un sistema separado de receptor GPS (NetRs) y antena (Zephyr Geodetic) conectado vía cable de comunicación. El sistema cuenta con la capacidad de muestreo simultaneo de 15 y 30 segundos que son almacenados en el receptor (NetRs). Además, cuenta con la capacidad de rastreo múltiple de alta precisión para medidas de pseudodistancia L1 y L2. Este sistema está preparado para el seguimiento de constelaciones de satélites *Navstar* (Figura 3-10). La descarga de información se realiza vía cable entre el receptor y equipo de cómputo.



Figura 3-10. Sistema de medición GPS Trimble NetRS (Derecha inferior) y antena Zephyr Geodetic (Derecha superior). Izquierda configuración e instalación en campo.

3.1.4.2. Equipo *Topcon GR-5*:

Sistema de GPS de doble frecuencia con capacidad de muestreo múltiple (1, 5, 15 y 30 segundos). El sistema GPS está preparado para el seguimiento de constelaciones *Navstar* y *Glonass* en modo estático. A diferencia del sistema *Trimble*, este sistema tiene integrado el receptor y la antena en un mismo instrumento, adicionalmente cuenta con una libreta electrónica (*Topcon Tesla*) con capacidad de conexión inalámbrica para configuración e inicio del trabajo. Los datos se obtienen mediante la descarga de información desde la tarjeta de memoria extraíble en la misma antena utilizando el programa del fabricante (*Topcon Tools*) (Figura 3-11).



Figura 3-11. Derecha: Equipo GPS Topcon GR-5 (Topcon, 2017), izquierda: observación en banco de la RGFI (P4A2).

3.1.4.3. Equipo *Geomax Zenith 25*:

Equipo GPS de doble frecuencia, con capacidad de seguimiento de constelación de satélites *Navstar* y *Glonass*, autonomía de 8 horas en modo estático. Configuración mediante libreta electrónica con conexión inalámbrica (figura 3-12). Descarga de información vía cable con programa de fabricante.



Figura 3-12. Derecha equipo GPS Geomax Zenith25 (Geomax, 2017), (izquierda) posicionamiento en banco de la RGFI (P3A5).

3.2. Procesado de Datos

3.2.1. Datos de Gravedad

Los datos de gravedad observados durante la campaña de campo para los fines de este trabajo y siguiendo la metodología de Ramón-Morales (2010) y González-Bojórquez (2017) que se divide en dos partes, la primera es la estimación de mediciones de gravedad en red, que es:

1. La información es organizada de acuerdo al polígono medido.
2. Los datos de gravedad son analizados por polígono, esto es, revisar el error de cierre de a la ecuación 2-9 de tolerancia de cierre para polígonos gravimétricos.
3. Paso siguiente cada archivo o archivos son preparados para:
 - a. Corrección de altura: es la compensación que se debe aplicar a lectura gravimétrica por la altura del instrumento respecto del punto de referencia (varilla) en el banco geodésico, adicionalmente a la altura del sensor en el gravímetro utilizado (figura 3-13).

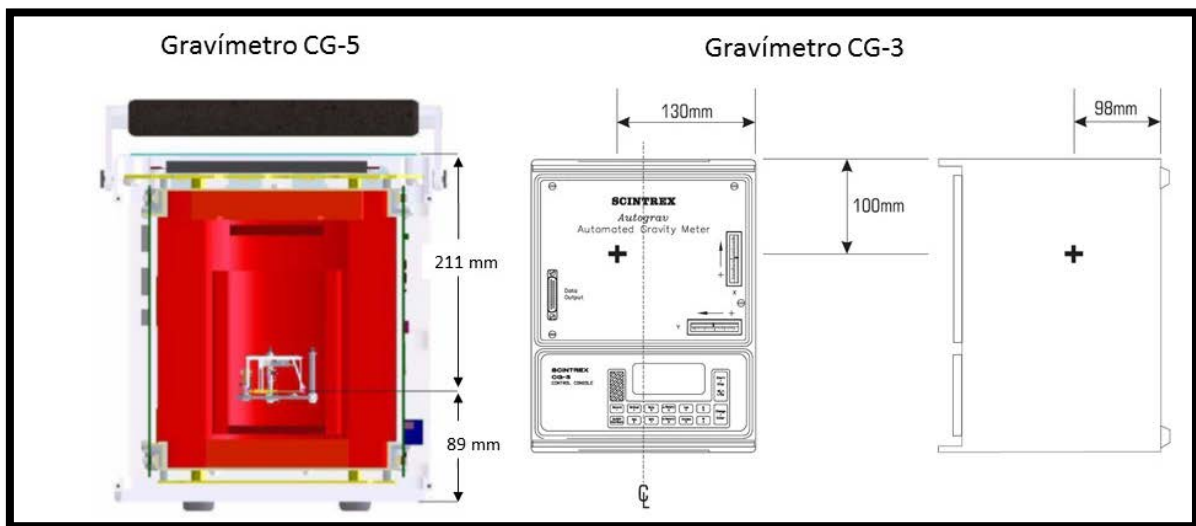


Figura 3-13. Diseño de los gravímetros CG-5 (izquierda) y CG-3 (Derecha). El diseño del CG-5 y CG-3 indican una altura de 89 y 98 mm, respectivamente, que será compensada a las observaciones realizadas por el instrumento en post-proceso.

- b. Corrección de presión atmosférica:

La compensación por los cambios atmosféricos se obtendrá a partir de trazar un radio de influencia de 50 km alrededor de cada estación atmosférica (EMA) considerando que los cambios atmosféricos se mantienen constantes y con el fin de determinar el cubrimiento sobre la zona (Figura 3-14).

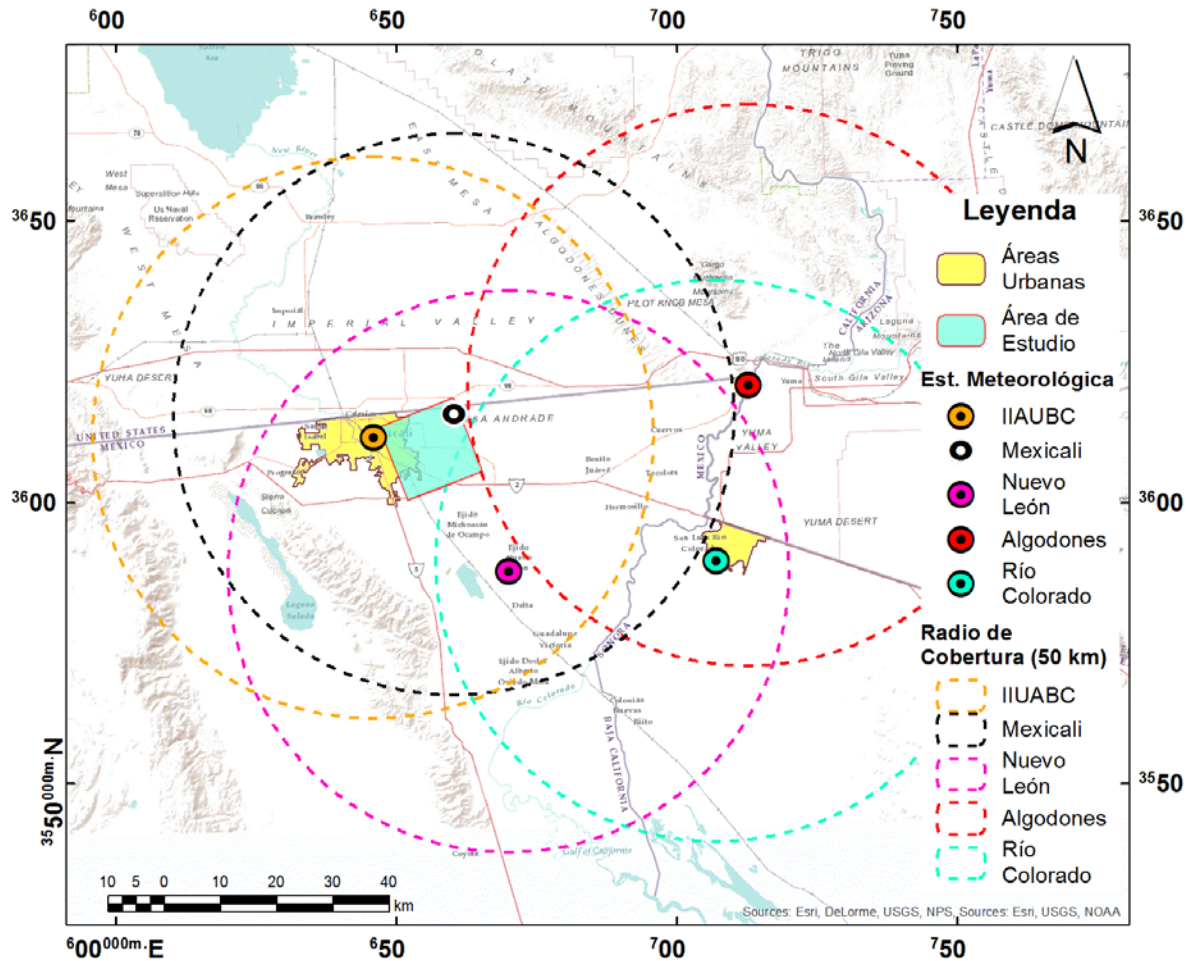


Figura 3-14. Localización de estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Radio de 50 km de cobertura de cada estación meteorológica consultada para la corrección de datos gravimétricos por presión atmosférica.

En esta figura se observa que las estaciones Nuevo León, IIUABC y Mexicali están cubriendo totalmente la zona de estudio, en tanto que Río Colorado y Algodones están parcialmente cubriendo la zona. Por lo tanto, los datos utilizados para los cálculos de variaciones de gravedad por presión atmosférica en la zona de estudios son las estaciones de Nuevo León, IIUABC y Mexicali.

Considerando el factor de conversión para la conversión de presión atmosférica a unidades de gravedad ($-0.3 \mu\text{Gal mbar}^{-1}$) se obtiene el gráfico 3-15 y 3-16, que muestra las variaciones de PA y respectiva compensación a la variación de gravedad en μGals por mBar para el período de la campaña 2015 y 2016, respectivamente.

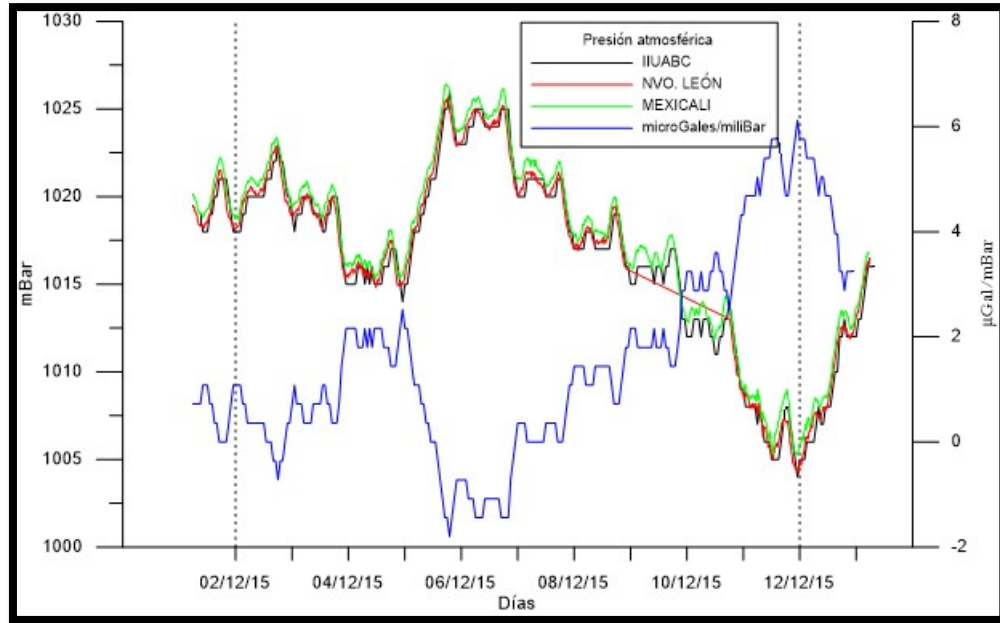


Figura 3-15. Presión atmosférica (mBar) y correspondiente corrección gravimétrica en $\mu\text{Gal}/\text{mBar}$ con respecto de las estaciones IIUABC, Mexicali y Nuevo León.

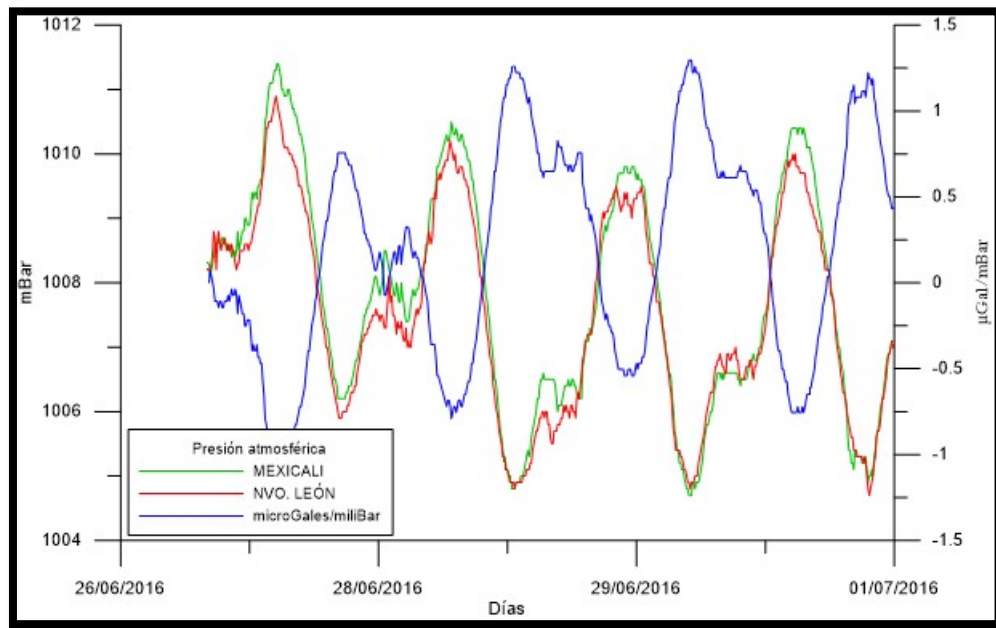


Figura 3-16. Presión atmosférica (mBar) y corrección gravimétrica (CORR. GRV) en mGal/mBar de la estación Mexicali y Nuevo León, para la segunda campaña de junio –julio de 2016.

Las variaciones observadas en la primera campaña están en el rango de $\pm 7 \mu\text{Gal mbar}^{-1}$ y de la segunda (2016) $\pm 2 \mu\text{Gal mbar}^{-1}$, por lo tanto, teniendo en cuenta que el umbral de precisión de las observaciones gravimétricas es de $\pm 20 \mu\text{Gal}$, los efectos que pudieran derivar de los cambios atmosféricos son insignificantes y no son aplicados a la compensación de datos gravimétricos.

- c. Recalculo de la deriva con el programa CG5Tool® (Gabalda *et al.*, 2016).
4. Una vez obtenidos los datos de gravedad corregidos por mareas remanentes son calculados las diferencias de gravedad entre cada vértice medido (Δg).
5. Los Δg son transformados a ecuaciones de observación y adaptadas a notación matricial de acuerdo al modelo matemáticos propuesto (2-21). Para esta paso se estableció el vértice P2A10 como valor de gravedad conocido mismo que para el experimento de González-Bojórquez (2017).
6. La matriz de ponderación (P) del modelo es obtenida directamente de las desviaciones estándar entre cada Δg (ecuación 2-22).
7. Finalmente, las incógnitas y desviación estándar son obtenidas por mínimos cuadrados (ecuación 2-12) configurado en Matlab® (Código anexo).

La segunda parte del procesado lo conforma el análisis del comportamiento estadístico de la red gravimétrica, para esto se aplican las pruebas:

1. Prueba Chi Cuadrada
2. Redundancias Parciales
3. Prueba de Baarda
4. Medida de Fiabilidad Interna
5. Homogeneidad de la Red
6. Medida de Fiabilidad Externa

Como se mencionó anteriormente (apartado 2.1.3), cada una de las pruebas se realizará a un nivel de confianza. En el caso de existir errores graves se deberá identificar y solucionar el origen, para descartar errores graves en los observables.

3.2.2. Datos GPS

La etapa del proceso de datos GPS se realizó con el programa *Trimble Business Center* (TBC) del fabricante *Trimble*, para los objetivos de este trabajo la metodología está basada en Trimble (2012) y Rivera-Cabrera (2013):

1. Configuración de la hoja de trabajo: inicialmente el sistema usado de referencia para la zona de trabajo es la WGS84 zona 11 norte sin proyección de geoide, lo que significa que las alturas serán elipsoidales. En este punto también se establecen los criterios de calidad y aceptación para el cálculo de líneas base (figura 3-17), entre otros como la forma de visualización de la covarianza (precisión) del ajuste de red (figura 3-18).

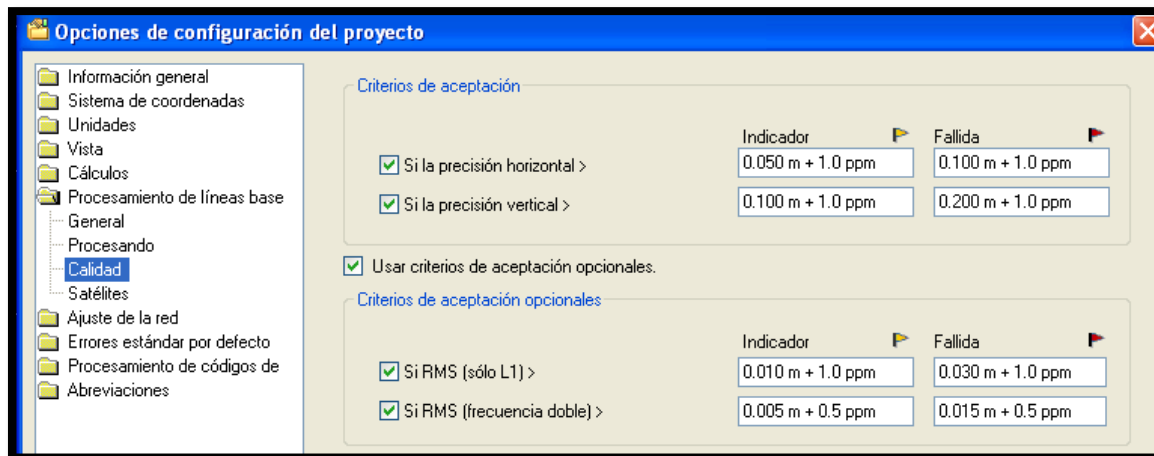


Figura 3-17. Configuración de criterios de calidad para la aceptación del procesamiento de líneas base para el proyecto (parámetros de calidad de aceptación de procesos) (Trimble, 2008).

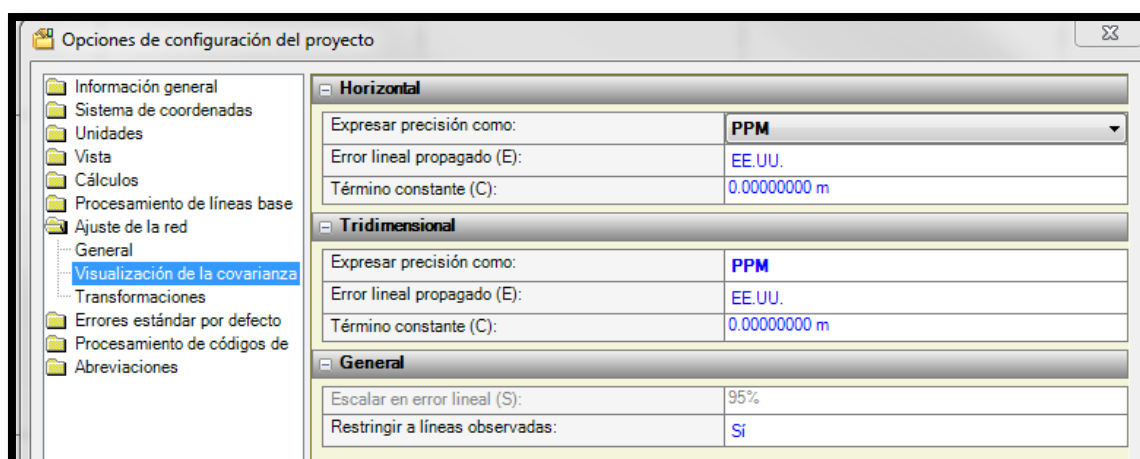


Figura 3-18. Configuración general de visualización de la covarianza, precisión horizontal, tridimensional, entre otros (Trimble, 2008).

- Se ingresa información de los puntos medidos: Verificar con bitácora de campo el tiempo de grabación, altura de antena, método de toma de altura, modelo antena.
- De similar forma que la red de gravimetría se debe tener un banco conocido dentro de la red, para GPS se resolvió tomando un banco de red de CORS (*Continuos Operating Reference Station*, significado de las siglas en inglés). El punto seleccionado es el P500, mismo que para otras campañas en la RGFI (Romero-Andrade, 2014). Teniendo en cuenta que la hoja técnica del banco geodésico (Anexos) indica que las coordenadas conocidas de este punto se encuentran en el sistema NAD83, se debe realizar la reproyección de la hoja del trabajo para el postproceso. Las coordenadas utilizadas para este proyecto se consideraron fijas (Tabla 3-4), es decir, no se considera la velocidad de desplazamiento del banco reportados en la hoja técnica (Anexo), de forma similar al experimento de Romero-Andrade (2014).

Tabla 3-4. Coordenadas de control del punto geodésico de proyecto P500, perteneciente a la red de operación continua (CORS).

Estación	Coordenadas de Control			Ubicación
	Latitud	Longitud	Altura Elipsoidal	
P500	32°41' 24.15390" N	115° 17' 59.70449" W	-19.779 m	El Centro, Cal., USA

4. Simultáneamente, durante el ingreso de datos GPS de los vértices se ingresaron las efemérides precisas, que son publicadas por el Servicio Internacional GNSS (IGS, por sus siglas en inglés) y se encuentran a libre servicio para uso (IGS, 2017).
5. Paso siguiente es realizar la limpieza de señales a cada uno de los vectores obtenidos entre punto de control (P500) y puntos observados mediante el editor de sesiones.
6. Se procede a realizar el cálculo de líneas base y posteriormente un análisis del cierre del ciclo GNSS (apartado 2.3.1), si existieran vectores defectuosos se tiene que analizar la causa y eliminarlos o deshabilitarlos y volver a realizar el paso 5 de esta lista hasta tener 0 vectores defectuosos.
7. Finalmente, se realiza el ajuste de red para obtener coordenadas geográficas y proyectas UTM finales. En donde la calidad exigida en el ajuste es evaluada con una prueba de compatibilidad Chi Cuadrada con un criterio de 95% de confianza.

Una vez terminado el procedimiento de cada día de trabajo GPS, se exportan las coordenadas finales a un sistema de información geográfica (SIG) para continuar con la determinación de la deformación entre campañas.

3.3. Estimación de la Deformación

Para cumplir con el objetivo principal del trabajo se debe realizar la estimación de la deformación, que se obtendrá de la diferencia resultante entre la primera campaña y las subsiguientes campañas realizadas en diferentes momentos para cada componente vertical y horizontal.

En el caso de la componente vertical los valores de gravedad se convierten a metros mediante la constante de corrección de aire libre (ecuación 2-7); para la componente vertical de GPS la transformación resultante es de las diferencias de altura a partir de la altura obtenida en el banco P2A10, mismo sitio que la red gravimétrica para tener un punto de referencia comparativo.

Para el análisis de las deformaciones en la componente vertical se propuso realizar 5 perfiles perpendiculares al trazo conocido de la Falla Imperial (Figura 3-19), en el cual se proyectarán los resultados de la variación de altura entre la campaña de 2015 y 2016.

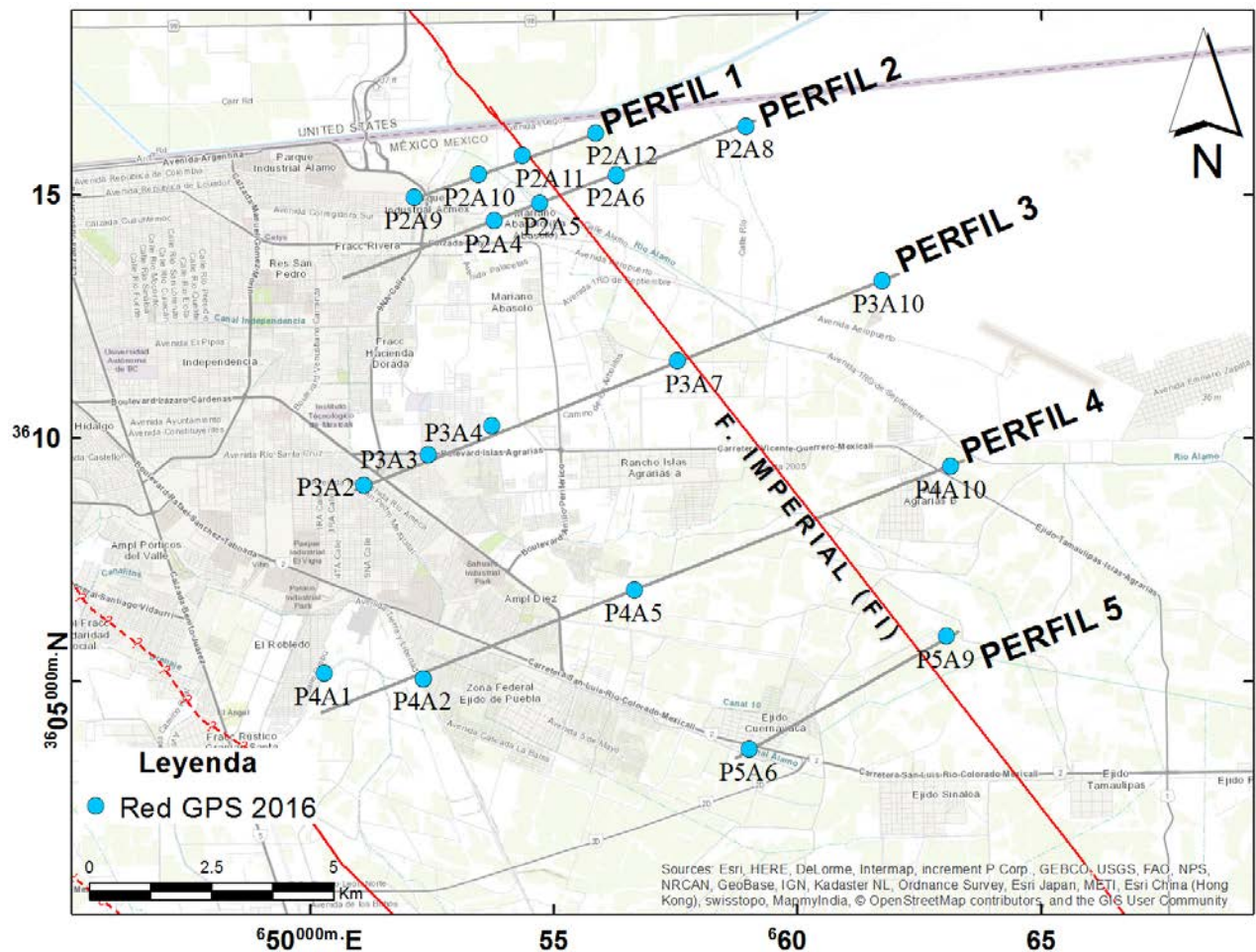


Figura 3-19. Localización de perfiles (línea color gris) propuestos para el análisis de la deformación vertical. Línea en color rojo corresponde al trazo superficial de la Falla Imperial. Puntos en color azul son los bancos geodésicos.

La componente horizontal se obtiene directamente de la diferencia entre campañas, teniendo propuestos los siguientes períodos de análisis:

1. 2014 a 2015,
2. 2015 a 2016 y
3. 2014 a 2016.

Los vectores resultantes de estos 3 períodos se analizarán de acuerdo a su dirección y posición respecto a la Falla Imperial, en donde se estimará un desplazamiento medio y dirección general. Además, se obtendrá la estimación de la velocidad de desplazamiento a partir del modelo de deformación unidimensional (figura 2-1), tomando como criterio de selección los bancos de la RGFI que al menos tengan 3 períodos de observación (2014, 2015 y 2016).

Para el cálculo de la velocidad de desplazamiento, el problema se plantea como una regresión lineal ponderada, donde cada uno de los datos tiene una incertidumbre relacionada con las diferentes precisiones del valor obtenido. Primero, mediante el ajuste de regresión lineal ponderada, se

estiman las velocidades de las componentes Norte y Este para cada vértice. Segundo, aplicando la operación de suma de dos vectores se estima la velocidad de desplazamiento horizontal resultante.

La velocidad de deformación resultante de los bancos es proyectada en el modelo unidimensional de Weertman (1964), con una velocidad máxima de 46 mm/año (Lisowski *et al.*, 1991) y una profundidad de bloqueo de 5.6 ± 3 km (Lyons *et al.*, 2002) en la ecuación 2-1.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

En este capítulo se explicará los resultados obtenidos de las campañas 2015 y 2016 de microgravimetría y GPS de las campañas 2014, 2015 y 2016 para obtener la deformación vertical y horizontal, respectivamente.

4.1.Campaña de Gravimetría del 2015.

4.1.1.1. Deriva Instrumental.

La actualización de la deriva se realizó previa al trabajo de campo en el que inicialmente era de 1.310 mGal/día y posteriormente se ajustó a 1.283 mGal/día, parámetro que se mantuvo constante durante los 12 días de campo.

4.1.1.2. Calidad de los Datos de Campo (Cierre y Tolerancia).

Para corroborar que los resultados obtenidos estaban cumpliendo con la calidad se obtiene a partir de la comparación entre el error de cierre (EC) y la tolerancia del mismo con la ecuación 2-9, como se ve en la tabla 4-1.

Tabla 4-1. Error de cierre (EC) y tolerancia (T) de los polígonos medidos del 1 al 12 de diciembre de 2015. Donde ea = desviación estándar promedio; u =número de ejes del polígono; b = deriva del gravímetro; t = tiempo de recorrido del itinerario gravimétrico.

POLÍGONO	$t=(t_1-t_0)$	b (mGal/h)	U	ea (mGal)	EC	T (mGal)
POL1	02:16	1.283	4	0.025	-0.067	0.193
POL2	05:41	1.283	5	0.027	0.122	0.390
POL3	04:39	1.283	5	0.032	-0.058	0.352
POL4	04:53	1.283	4	0.027	0.100	0.338
POL5	05:34	1.283	5	0.028	0.086	0.387
POL6	04:55	1.283	6	0.028	0.105	0.361
POL8	06:27	1.283	5	0.039	0.086	0.469
POL9-1	10:15	1.283	5	0.027	0.069	0.634
POL9-2	08:44	1.283	8	0.038	0.098	0.619
POL10-1	10:46	1.283	5	0.032	0.033	0.678
POL10-2	07:12	1.283	5	0.051	0.117	0.548

Se observa en esta tabla que los resultados obtenidos de error de cierre (columna EC) y tolerancia (columna T en mGal), muestran satisfactoriamente que el error de cierre es menor que la tolerancia ($EC < T$).

4.1.1.3. Correcciones Gravimétricas.

4.1.1.3.1. CG5Tool.

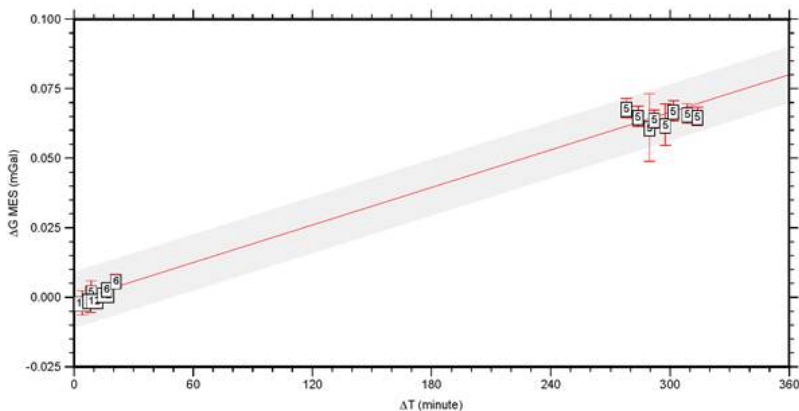
Los datos de cada polígono adquirido en campo son ingresados al programa CG5Tool, en donde se les aplica la compensación por altura y recalcu de marea y deriva gravimétrica. El resultado obtenido se muestra en la hoja de salida similar al de la figura 4-1, por cada polígono.

ftra1o15.335 (01/12/15) - ftra1o15.336 (02/12/15)
2

LONGITUDE (Degree) : -115.40
LATITUDE (Degree) : 32.60

GRAVIMETER : CGx #0740771
[RT=240s/CA=12/GMT= 0h]

Información del Trabajo



Gráfica de Deriva

DATA : Total = 19 Used = 19 Station = 4 Reoccupation (ΔT>15mn) = 2

CORRECTION : Earth Tide = Default Height = 0.3086 mGal/m Pressure = No

DRIFT : Value (mGal/Day) = 0.325 +/- 0.009 Offset (mGal) = -0.001 +/- 0.001

: Standard Deviation (mGal) = 0.003 Maximum Deviation (mGal) = 0.007

: Correlation = 100 % Goodness-of-fit (Q) = 0.714 (Believable)

Resultados del recalculo

(A)

Station	Δ Gravity (mGal)	Obs
G ₅	0.000 +/- 0.003	10
G ₁₁	1.646 +/- 0.001	3
G ₁₂	2.129 +/- 0.001	3
G ₆	1.903 +/- 0.001	3

(B)

Gravity Profile

(A)Resultados de gravedad
(B)Perfil de gravedad

Figura 4-1. Hoja de resultados de datos del polígono 3 respecto de la estación G5. De arriba hacia abajo: gráfica y parámetros del modelo de regresión de deriva remanente y diferencias de gravedad con respecto al vértice inicial.

En la gráfica 4-1, se muestra información sobre los parámetros de la deriva remanente calculada en 0.325 ± 0.009 mGal/día, con una correlación de 100%, indicando un ajuste confiable. Los dos últimos recuadros de la figura 4-1 muestran las diferencias de gravedad con respecto al banco P2A5 y perfiles gravimétricos.

Los datos obtenidos de cada proceso en CG5Tool® se presentan en la tabla siguiente:

Tabla 4-2. Resultados de la campaña 2015 en mGal; GRV es gravedad y D. E. desviación estándar.

Banco	GRV (mGal)	D.E. (±)	Banco	GRV (mGal)	D.E. (±)	Banco	GRV (mGal)	D.E. (±)
POL 3			POL 2			POL 9-2		
P2A5	0.000	0.003	P2A11	0.000	0.003	P3A7	0.000	0.007
P2A11	1.646	0.001	P2A5	-1.627	0.001	P4A5	-4.675	0.003
P2A12	2.129	0.001	P2A4	-2.997	0.002	P4A2	-3.155	0.001
P2A6	1.903	0.001	P2A10	-1.819	0.003	P4A1	-3.827	0.004
POL 4			POL 1			P3A2	-3.938	0.002
P2A6	0.000	0.003	P2A10	0.000	0.001	P3A3	-2.781	0.003
P2A12	0.215	0.002	P2A4	-1.237	0.001	P3A4	-2.340	0.002
P2A8	-2.514	0.000	P2A9	-1.878	0.001	POL 10-2		
POL 5			POL 8			P5A6	0.000	0.005
P3A7	0.000	0.001	P3A2	0.000	0.004	P4A1	1.565	0.001
P3A10	-2.685	0.001	P3A3	1.170	0.006	P4A2	0.895	0.002
P2A8	1.638	0.001	P3A4	1.615	0.001	P4A5	-5.257	0.001
P2A6	4.139	0.001	P2A4	4.791	0.003	POL 10-1		
POL 6			POL 9-1			P4A10	0.000	0.003
P3A7	0.000	0.001	P3A7	0.000	0.006	P5A9	-3.360	0.008
P3A4	-2.313	0.001	P3A10	-2.669	0.001	P5A6	-5.604	0.001
P2A4	0.866	0.003	P4A10	-4.302	0.001	P4A5	-0.432	0.001
P2A5	2.236	0.002	P4A5	-4.812	0.008			
P2A6	4.133	0.001						

4.1.1.4. Ajuste de Redes Gravimétricas de 2015.

Los valores de gravedad y error correspondiente de cada banco son utilizados para obtener los valores de cada vector Δg (diferencial de gravedad entre bancos) los cuales se usarán para la elaboración de las ecuaciones de observación como se explicó en el subcapítulo 2.1.2.

Tabla 4-3. Ejemplo del proceso para obtener Δg en cada vector. Utilizando el polígono 3 campaña 2015 de la figura 3-4.

POLÍGONO 3

$$\begin{aligned}\Delta g_1 &= P2A11 - P2A5 = 1.646 \pm 0.001 - (0.00 \pm 0.003) = (1.646 - 0.00) \pm \left(\sqrt{0.001^2 + 0.003^2}\right) \\ &= 1.646 \pm 0.004\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\Delta g_2 &= P2A12 - P2A11 = 2.129 \pm 0.001 - (1.646 \pm 0.001) = (2.129 - 1.646) \pm \left(\sqrt{0.001^2 + 0.001^2}\right) \\ &= 0.483 \pm 0.002\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\Delta g_3 &= P2A6 - P2A12 = 1.903 \pm 0.001 - (2.129 \pm 0.001) = (1.903 - 2.129) \pm \left(\sqrt{0.001^2 + 0.001^2}\right) \\ &= -0.227 \pm 0.002\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\Delta g_4 &= P2A5 - P2A6 = 0.00 \pm 0.003 - (1.903 \pm 0.001) = (0.00 - 1.903) \pm \left(\sqrt{0.003^2 + 0.001^2}\right) \\ &= -1.903 \pm 0.003\end{aligned}$$

Cada segmento calculado (Δg) corresponde a la diferencia de gravedad medida entre bancos y la secuencia se determina de acuerdo al itinerario de adquisición de datos en campo. Los 46 segmentos formados y calculados de los 11 polígonos se verifican con su respectiva correspondencia de enlace (segmentos pares) entre polígonos como parte de la calidad de la red obtenida (Figura 4-13).

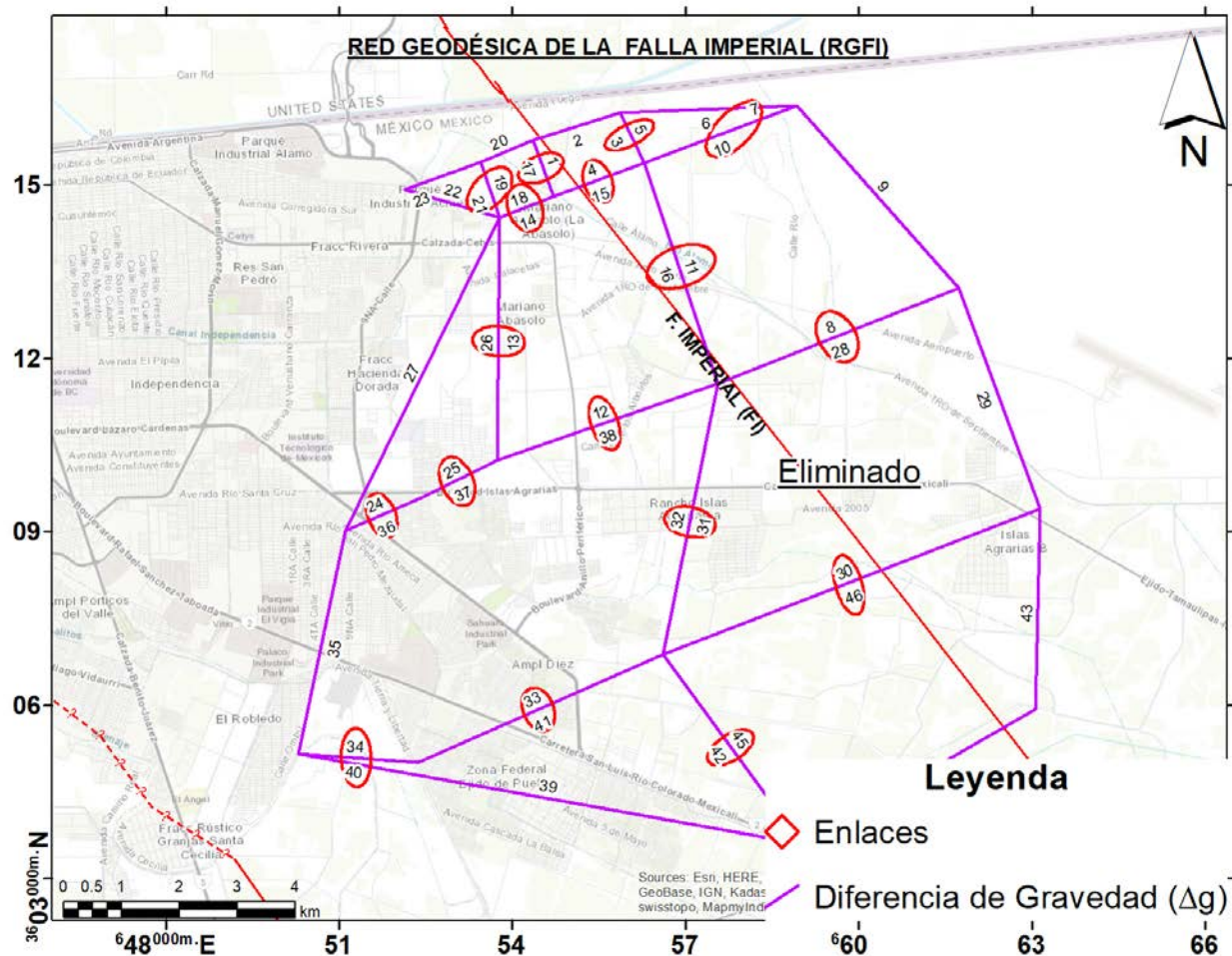


Figura 4-2. Localización y diferencias de gravedad observados (Δg) en la campaña 2015. Óvalos identifican los enlaces resultantes entre polígonos.

A continuación, se muestran los valores estimados Δg para los polígonos de la figura 4-13 en donde se determinaron inconsistencias en Δg_{30} (0.509 mGal) contra Δg_{46} (0.077 mGal) y Δg_{31} (4.812 mGal) contra Δg_{32} (4.681 mGal) donde las variaciones son 0.077 y 0.131 mGal, respectivamente (Tabla 4-3). Después de realizar una comprobación del modelo con estos valores y sin estos se determinó que el impacto de ellos en el modelo se vería reflejado en la precisión de los valores de gravedad estimados, así que se tomó la decisión de eliminar estos valores y en conjunto los segmentos del polígono 9-1, como se observa en la figura 4-14.

Tabla 4-4. Diferencias entre segmentos de Δg identificados en la figura 4-14. Remarcados valores anómalos por encima de 0.065 mGal.

DIFERENCIAS DE GRAVEDAD REPETIDAS 2015													
	Δg (mgal)			Δg (mgal)		Diferencia		Δg (mgal)			Δg (mgal)		Diferencia
Δg 1	1.646	vs	Δg 17	1.629	$\approx$	0.017	Δg 19	1.176	vs	Δg 21	1.237	$\approx$	0.061
Δg 3	0.227	vs	Δg 5	0.215	$\approx$	0.011	Δg 24	1.170	vs	Δg 36	1.155	$\approx$	0.015
Δg 4	1.903	vs	Δg 15	1.897	$\approx$	0.006	Δg 25	0.445	vs	Δg 37	0.466	$\approx$	0.021
Δg 7	2.514	vs	Δg 10	2.505	$\approx$	0.010	Δg 30	0.509	vs	Δg 46	0.433	$\neq$	0.077
Δg 8	2.697	vs	Δg 28	2.669	$\approx$	0.027	Δg 31	4.812	vs	Δg 32	4.681	$\neq$	0.131
Δg 11	4.119	vs	Δg 16	4.133	$\approx$	0.015	Δg 33	1.515	vs	Δg 41	1.529	$\approx$	0.014
Δg 12	2.313	vs	Δg 38	2.336	$\approx$	0.023	Δg 34	0.679	vs	Δg 40	0.645	$\approx$	0.034
Δg 13	3.179	vs	Δg 26	3.175	$\approx$	0.003	Δg 42	5.267	vs	Δg 45	5.269	$\approx$	0.002
Δg 14	1.370	vs	Δg 18	1.369	$\approx$	0.001							

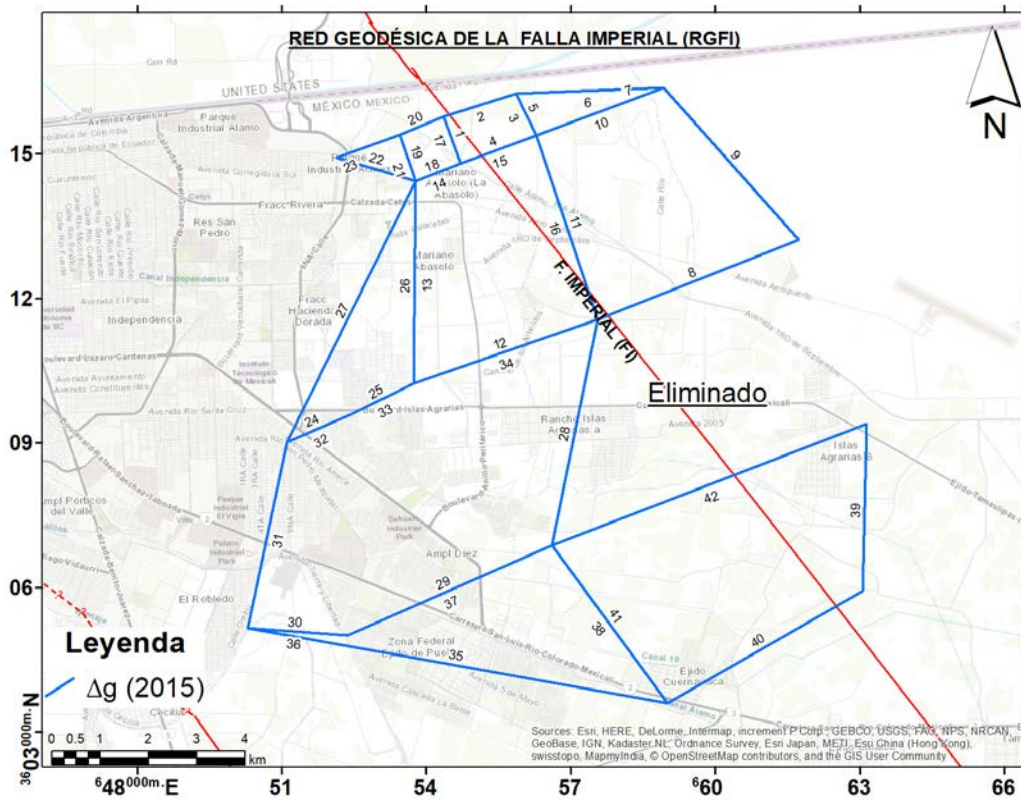


Figura 4-3. Red gravimétrica final de la campaña 2015 y segmentos (diferencias de gravedad) utilizados.

De donde se obtienen las diferencias de gravedad (Δg) para las ecuaciones de observación (tabla 4-5).

Tabla 4-5. Estimación de los valores de Δg (diferencias de gravedad) para la matriz de términos independientes. Para la matriz de ponderaciones se obtiene a partir de la normalización de las desviaciones estándar ($1/D. E.$) para la campaña 2015. D. E. Δg significa desviación estándar de la diferencia de gravedad; #Ec. Obs., corresponde al número de enlace o ecuación de observación (figura 4-15)

Polígono	De	A	Δg (mgal)	D.E. Δg (Mgal)	NORMALIZADO ($1/D. E.$)	# Ec. Obs.
POL 3	P2A5	P2A11	1.646	0.007	0.067	1
	P2A11	P2A12	0.483	0.006	0.078	2
	P2A12	P2A6	-0.227	0.006	0.088	3
	P2A6	P2A5	-1.903	0.007	0.074	4
POL 4	P2A6	P2A12	0.215	0.007	0.075	5
	P2A12	P2A8	-2.730	0.005	0.100	6
	P2A8	P2A6	2.514	0.006	0.085	7
POL 5	P3A7	P3A10	-2.697	0.002	0.333	8
	P3A10	P2A8	4.311	0.001	0.411	9
	P2A8	P2A6	2.505	0.002	0.330	10
	P2A6	P3A7	-4.119	0.002	0.286	11
POL 6	P3A7	P3A4	-2.313	0.006	0.082	12
	P3A4	P2A4	3.179	0.009	0.056	13
	P2A4	P2A5	1.370	0.009	0.053	14
	P2A5	P2A6	1.897	0.006	0.079	15
	P2A6	P3A7	-4.133	0.006	0.086	16
POL 2	P2A11	P2A5	-1.629	0.016	0.032	17
	P2A5	P2A4	-1.369	0.014	0.035	18
	P2A4	P2A10	1.176	0.023	0.022	19
	P2A10	P2A11	1.822	0.023	0.021	20
POL 1	P2A10	P2A4	-1.237	0.004	0.132	21
	P2A4	P2A9	-0.641	0.004	0.137	22
	P2A9	P2A10	1.878	0.003	0.161	23
POL 8	P3A2	P3A3	1.170	0.015	0.033	24
	P3A3	P3A4	0.445	0.014	0.037	25
	P3A4	P2A4	3.175	0.012	0.042	26
	P2A4	P3A2	-4.791	0.014	0.036	27
POL 9-2	P3A7	P4A5	-4.681	0.006	0.081	28
	P4A5	P4A2	1.515	0.001	0.530	29
	P4A2	P4A1	-0.679	0.001	1.000	30
	P4A1	P3A2	-0.112	0.001	0.556	31
	P3A2	P3A3	1.155	0.003	0.195	32
	P3A3	P3A4	0.466	0.003	0.177	33
	P3A4	P3A7	2.330	0.006	0.080	34
POL 10-2	P5A6	P4A1	6.151	0.005	0.094	35
	P4A1	P4A2	0.645	0.004	0.124	36
	P4A2	P4A5	-1.529	0.004	0.120	37
	P4A5	P5A6	-5.267	0.005	0.092	38
POL 10-1	P4A10	P5A9	-3.359	0.017	0.030	39
	P5A9	P5A6	-2.342	0.018	0.028	40
	P5A6	P4A5	5.269	0.014	0.036	41
	P4A5	P4A10	0.433	0.012	0.042	42

La ponderación observada en la tabla 4-4 es obtenida a partir del inverso de la desviación estándar ($\frac{1}{D.E}$) arrojada en la estimación de diferencias de gravedad de las 42 observaciones de la campaña.

De tal manera que la matriz de diseño “a” quedará constituida por 42 observaciones, 18 incógnitas y asignando un punto conocido fijo P2A10 con un valor 0.00 ± 0.010 mGal, entonces, la solución del sistema será derivar cada incógnita para construir la matriz de diseño (inciso a y b) y de términos independientes (l), por ejemplo, la matriz de diseño “a” y términos independientes del polígono 2:

a) Derivación de incógnitas

$$P2A5 - P2A11 = -1.629 \pm 0.004 + Vi = \Delta g_{17}$$

$$P2A4 - P2A5 = -1.369 \pm 0.002 + Vi = \Delta g_{18}$$

$$-P2A4 = 1.176 \pm 0.010 - P2A10 = \Delta g_{19}$$

$$P2A11 = 1.822 \pm 0.010 + P2A10 = \Delta g_{20}$$

b) Transformando cada operación en forma matricial, considerando 1 (uno) para incógnitas positivas, 0 (cero) donde no aparece incógnita que corresponde al renglón y -1 (uno negativo) para la incógnita con su signo negativo, se tiene:

$$a = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 \\ -1 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} P2A5 \\ P2A11 \\ P2A4 \end{bmatrix}$$

Por lo tanto, la matriz de términos independientes (l), residuales (v) y ponderación (p) es:

$$l = \begin{bmatrix} -1.629 \\ -1.369 \\ 1.176 \\ 1.822 \end{bmatrix}; v = \begin{bmatrix} V_1 \\ V_2 \\ V_3 \\ V_4 \end{bmatrix};$$

$$p = \begin{bmatrix} 1/0.004 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1/0.002 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1/0.01 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1/0.01 \end{bmatrix}$$

Cada polígono medido es transformado y agregado a la matriz de diseño general “A” quedando finalmente constituida por 42 filas (observaciones) y 18 columnas (incógnitas), Por otra parte, la matriz de términos independientes (L) y residuales (V) tendrán una columna y 42 filas que es resuelta a partir del código de Matlab® (Anexos).

Finalmente, los valores de cada punto gravimétrico y desviación estándar resultado del ajuste por mínimos cuadrados se muestran la tabla 4-6 y comportamiento estadístico en figuras 4-4 y 4-5.

Tabla 4-6. Valores de gravedad ajustados de la campaña 2015 en mGal. GRV es valor ajustado de gravedad en mGal, So es desviación estándar en mGal.

Estación	GRV (mGal)	So($\pm$) (mGal)	Estación	GRV (mGal)	So($\pm$) (mGal)
P2A5	0.145	0.013	P2A9	-1.874	0.008
P2A11	1.790	0.014	P3A2	-6.021	0.014
P2A12	2.268	0.014	P3A3	-4.864	0.014
P2A6	2.045	0.013	P4A5	-6.757	0.015
P2A8	-0.462	0.014	P4A2	-5.236	0.015
P3A7	-2.077	0.013	P4A1	-5.909	0.015
P3A10	-4.774	0.014	P5A6	-12.039	0.017
P3A4	-4.401	0.013	P4A10	-6.327	0.023
P2A4	-1.228	0.008	P5A9	-9.692	0.025

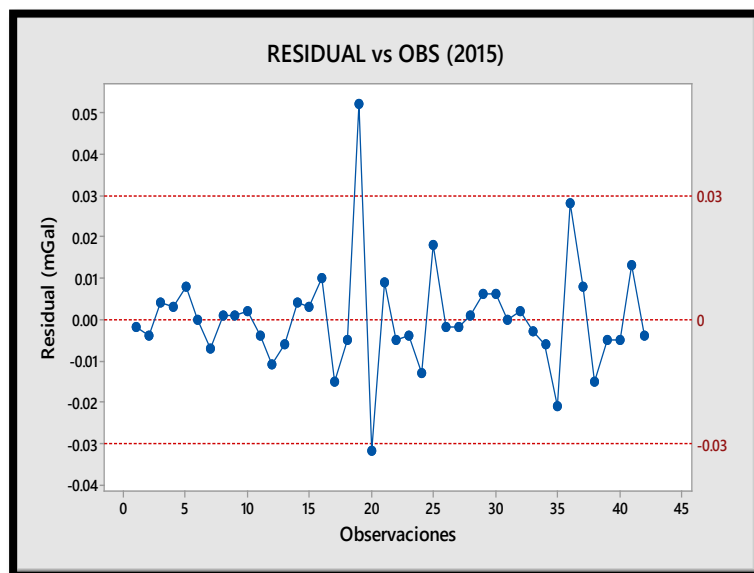


Figura 4-4. Comportamiento de residuales de campaña 2015 de gravimetría. Línea con puntos (azules) representa la magnitud de cada residual obtenido del ajuste.

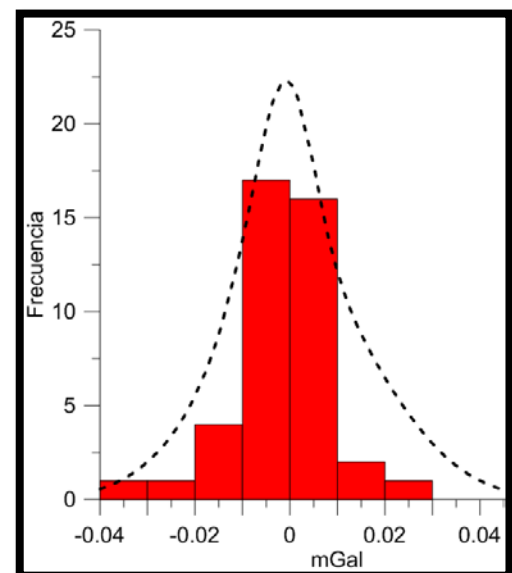


Figura 4-5. Histograma ajustado de residuales gravimétricos obtenido del ajuste de red 2015. Línea punteada (color negra) representa la distribución normal ajustada con media -0.001 mGal y desviación estándar 0.004 mGal.

El comportamiento obtenido en los valores de los residuales en los gráficos (histograma y grafica de residuales) tanto en su magnitud y comportamiento indican que no hay errores sistemáticos ya

que los residuales tienen magnitudes positivas y negativas similares, además que la forma del histograma indica que se distribuyen normalmente con media -0.001 mGal y desviación estándar 0.004 mGal obtenidos a partir del ajuste. Como se mencionó anteriormente en el capítulo 3, el modelo matemático propuesto permite comprobar por métodos estadísticos el comportamiento del ajuste, como se muestra a continuación.

4.1.1.5. Comportamiento Estadístico.

4.1.1.5.1. Prueba Chi Cuadrada

Para comprobar la compatibilidad estadística de la varianza *a posteriori* contra la *priori* del observable peso de unidad se aplicó la prueba Chi cuadrada.

Por lo tanto, para la campaña de gravimetría de 2015 se tiene que los datos para la varianza *a posteriori* es $\hat{\sigma}_0^2 = 0.000016$ y la varianza *a priori* se fijó en $\sigma_0^2 = 0.000029$, que corresponde a una desviación estándar promedio de $\sigma = 0.005$ mGals, sustituyendo en la ecuación 2-27 con un nivel de significancia de $\alpha = 0.05$ y considerando 24 GL, se tiene:

$$X_{(24, 1-0.05/2)}^2 < \frac{0.000016}{0.000029} (24) < X_{(24, 0.05/2)}^2$$

Entonces a partir de tablas publicadas los valores Chi Cuadrada de 0.975 y 0.025 con 24 GL es:

$$12.4 < 13.71 < 39.3$$

El resultado se encuentra dentro del rango para la prueba, por lo tanto, para esta campaña la hipótesis nula es aceptada ($H_0: \sigma_0^2 = \hat{\sigma}_0^2$) aun nivel de confianza del 95% y por lo tanto el ajuste de la red es aceptable.

4.1.1.5.2. Prueba de Baarda

Para la prueba de Baarda se aplicó la ecuación 2-29 a los 42 residuales. Los resultados obtenidos se muestran en la gráfica de la figura 4-6 (A). De esta, se puede deducir que 41 observables pasaron la prueba del valor crítico $w_0 = 2.80$ de la prueba de Baarda para un nivel de confianza del 95%. En tanto que el observable 30 correspondiente al desnivel entre los vértices P4A2 y P4A1, con un valor del parámetro de Baarda de 3.334, es tomado en cuenta para las siguientes pruebas y posiblemente ser rechazado.

4.1.1.5.3. Redundancias del Ajuste

Esta prueba es obtenida a partir de la aplicación de la ecuación 3-10 y el resultado fue graficado en la figura 4-6 (B). De los valores numéricos de redundancias obtenidos se puede decir que el 88% (37) de los observables caen en la región de suficiente a bien controlado ($0.3 < r_i < 1$), el 9% (4) en la de suficientemente controlado ($0.1 < r_i > 0.3$), correspondiendo a los siguientes segmentos (tabla 4-5):

- 9: P3A10 – P2A8;
- 29: P4A5 – P4A2;
- 30: P4A2 – P4A1 y

- 42: P4A5 – P4A10.

El restante 3% en la de débilmente controlado ($0.01 < r_i < 0.1$) con un valor de 0.07. Este último valor corresponde al observable 31 entre los desniveles de los bancos P3A2 y P4A1. Ningún valor de la red cayó en la región de mal controlado ($0.0 < r_i < 0.01$).

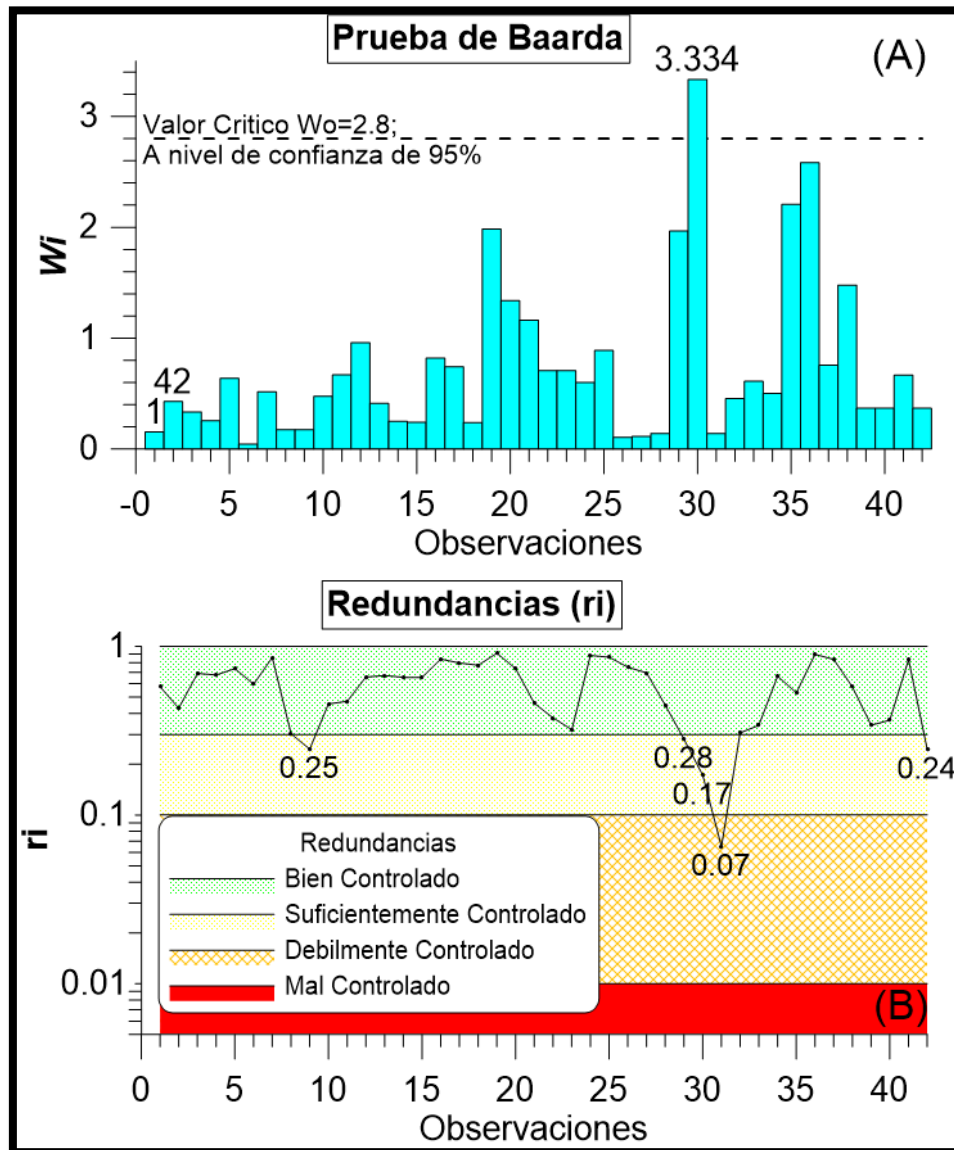


Figura 4-6. Pruebas estadísticas de observables ajustados de campaña 2015. (A) Gráfico de prueba de Baarda con un nivel de confianza de 95% a partir de valor crítico 2.8. (B) Redundancias obtenidas y clasificación de acuerdo control en la red de 2015.

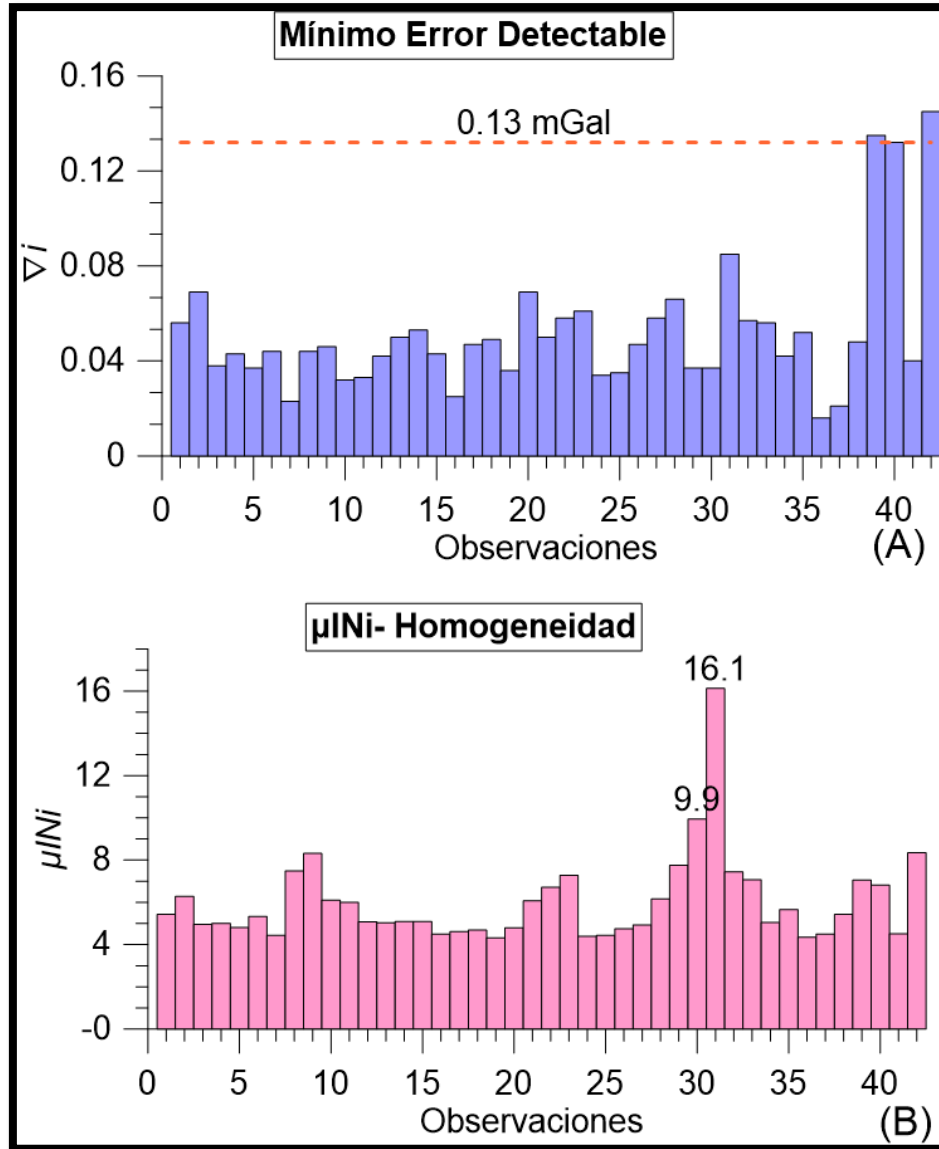


Figura 4-7. Pruebas estadísticas de observables ajustados de campaña 2015. (A) 0.13 es el Mínimo error detectable. (B) Homogeneidad de la red correlacionando con gráfico (B) de la figura 4-6, que confirma la debilidad en el control de la red en el observable 31.

4.1.1.5.4. Mínimo Error Detectable.

El mínimo error detectable para un observable se obtiene de la ecuación 2-31, tomando en cuenta lo definido en la sección 2.1.3.1.4, la fiabilidad interna tendrá una probabilidad de 80% (β) a un nivel de significancia de $\alpha = 0.001$ y el sesgo o parámetro de traslación de $\delta=4.12$. Los resultados de los cálculos se muestran en la gráfica de la figura 4-7 A. De esta, se deduce que el error máximo que puede existir en uno de los observables y no ser detectados es de 0.13 mGal, correspondiente a los observables 39, 40 y 42.

4.1.1.5.5. Parámetro de Homogeneidad Interna.

Los resultados del parámetro de homogeneidad interna, calculando con la ecuación 2-32 y que se muestran en la gráfica de la figura 4-7 A. confirma la información obtenida por los números de redundancia (Figura 4-6 B). Se observa que a mayores redundancias menor homogeneidad y por lo tanto mejor control de la red. Existen valores anómalos en los observables 30 y 31 que muestran valores por encima de 9 mGal.

4.1.1.5.6. Fiabilidad Externa: Parámetros de Homogeneidad y Vectores de Fiabilidad.

Parámetros de homogeneidad externa. Los resultados del parámetro de homogeneidad externa, calculado con la ecuación 3-16, que se muestra en la gráfica de la figura 4-18, confirma la información obtenida por los números de redundancia (figura 4-17 B) y los parámetros de homogeneidad interna (Figura 4-17D). Los valores de la calidad del ajuste son inversamente proporcionales al valor de dichos parámetros. En la gráfica de la figura 4-18 se muestra que 30 observaciones ajustadas son de buena calidad ($\mu EX_i < 5$), 11 de regular calidad ($5 \leq \mu EX_i \leq 10$) y una de las observaciones (31) se determinó de mala calidad ($\mu EX_i > 10$).

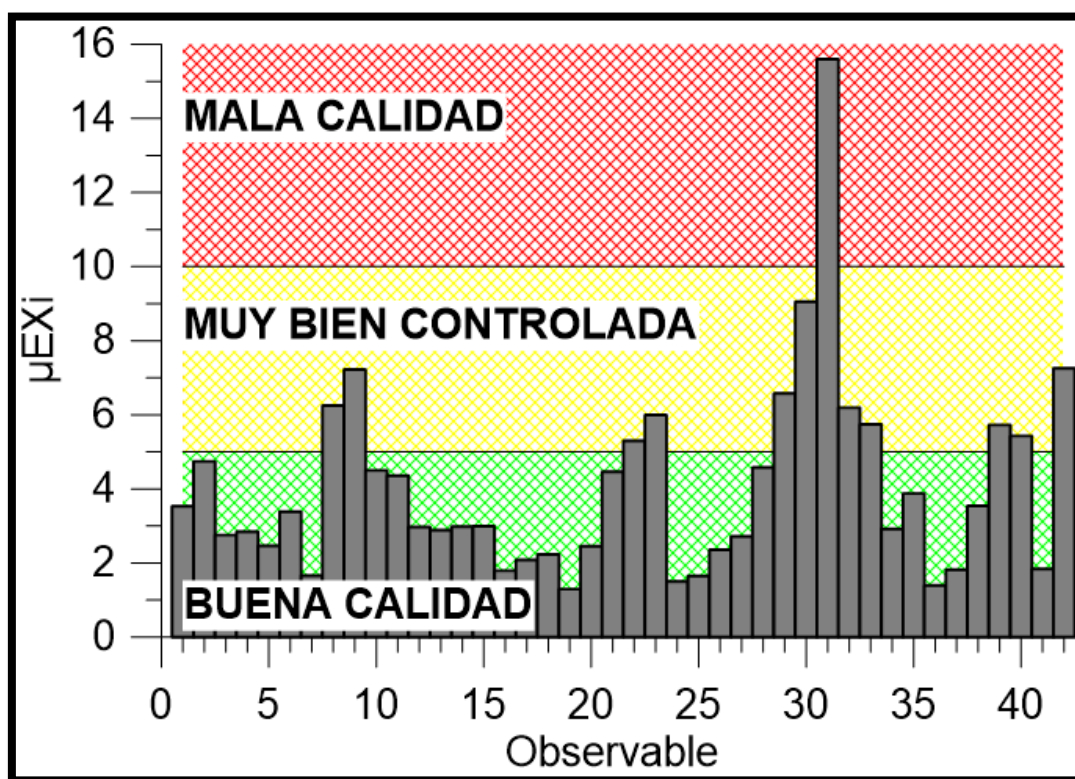


Figura 4-8. Parámetros de homogeneidad externa de la campaña 2015 de la red 2015.

Vectores de fiabilidad externa. Para determinar la influencia de los errores graves no detectados y en los observables de los parámetros ajustados ($\hat{X}$), se estimaron los vectores de fiabilidad externa (ecuación 3-15). Cuyo comportamiento y magnitud se muestran en la figura 4-19.

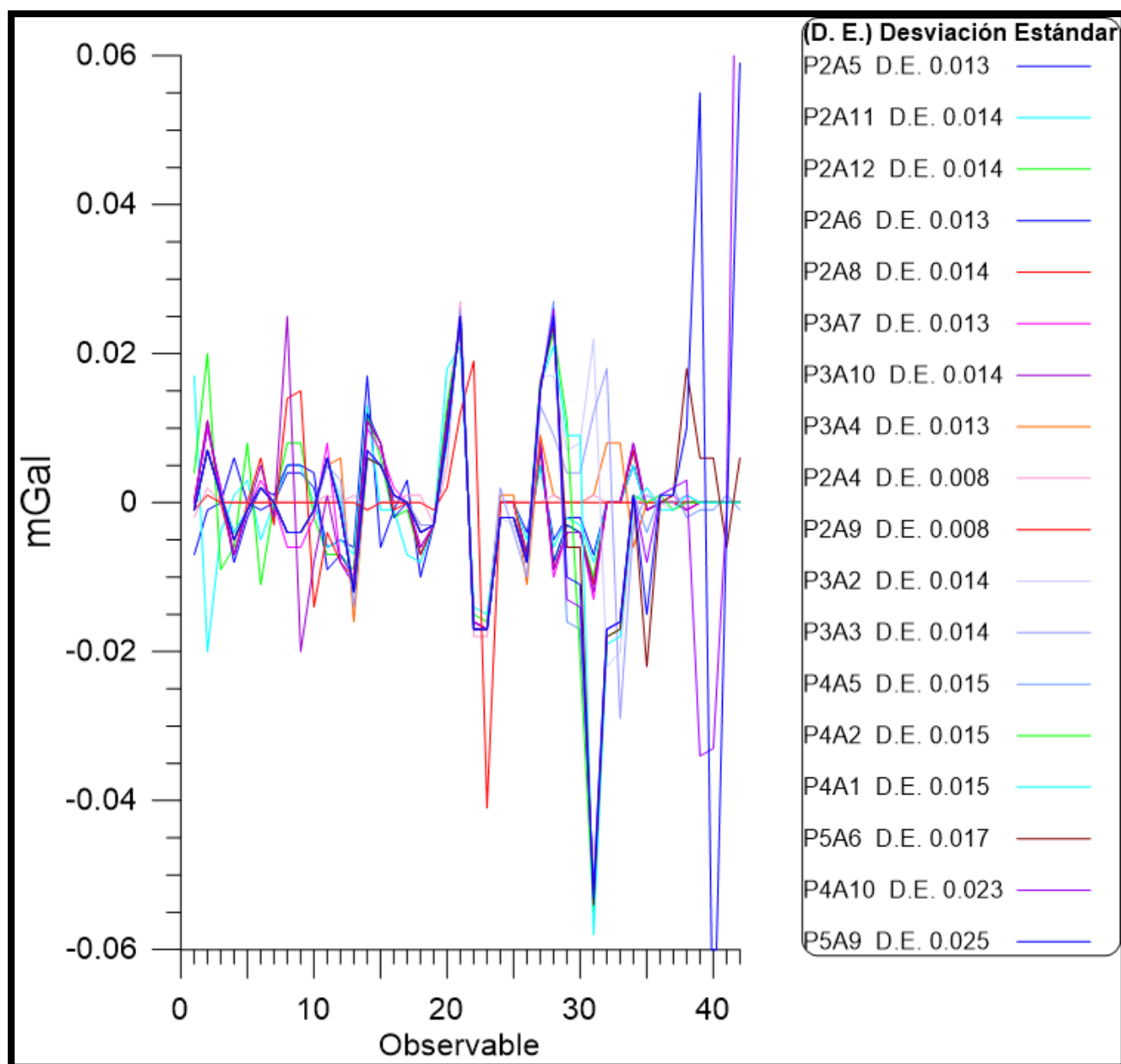


Figura 4-9. Vectores de fiabilidad externa, obtenidos a partir de la ecuación 2-33 para los observables ajustados de la red gravimétrica 2015.

De esta figura (4-9), se deduce que los errores graves presentes en los observables impactan a los vértices P4A1, P5A6, P4A10 y P5A9. La magnitud de los vectores de fiabilidad externa de los observables 23, 31, 39, 40 y 42 se encuentra por encima de la desviación estándar (D.E.) de los valores ajustados de dichos vértices.

4.1.2. Campaña de Gravimetría 2016.

El instrumento gravimétrico utilizado es un CG-3 de *Scintrex*.

4.1.2.1. Deriva Instrumental

De forma similar que la campaña anterior se actualizo la deriva instrumental del gravímetro CG-3 a partir de la ecuación 2-5. Después de medir durante 12 horas con un muestreo cada 120 segundos en modo cíclico, se actualizo el valor de deriva de 0.1541 a 0.0694 mGal/día.

4.1.2.2. Calidad de los Datos de Campo: Cierre y Tolerancia.

La calidad de resultante después de aplicar la ecuación 2-9, se muestra en la tabla 4-7.

Tabla 4-7. Error de cierre (EC) y tolerancia (T) de los polígonos medidos del 27 de junio al 1 de julio de 2016. Donde ea= desviación estándar promedio (D.E.); u= número de ejes del polígono; b= deriva del gravímetro; t= tiempo de recorrido del itinerario gravimétrico.

POLÍGONO	t=(t1-t0)	b (mGal/h)	U	ea (mGal)	EC	T (mGal)
POL1	02:55	0.003	4	0.050	0.045	0.150
POL2	04:23	0.003	5	0.042	0.021	0.145
POL3	03:35	0.003	5	0.036	0.018	0.123
POL4	02:30	0.003	4	0.034	0.032	0.103
POL5	03:10	0.003	5	0.045	0.035	0.152
POL6	03:45	0.003	6	0.045	0.027	0.167
POL8	03:14	0.003	5	0.044	0.023	0.149
POL9-1	03:26	0.003	5	0.045	0.025	0.154
POL9-2	05:35	0.003	8	0.054	-0.021	0.232
POL10-1	04:30	0.003	5	0.052	0.025	0.176
POL10-2	03:39	0.003	5	0.063	0.029	0.211

Se observa en los resultados que al comparar los valores de error de cierre (EC) respecto de la tolerancia (T), muestran satisfactoriamente que nunca se rebaso el umbral de la tolerancia y por lo tanto se puede continuar con el proceso.

4.1.2.3. Correcciones Gravimétricas.

El procedimiento de ajuste de las lecturas gravimétricas se llevó de igual manera que la campaña anterior en el programa CG5Tool. Los resultados de gravedad corregida por marea remanente, deriva, altura de instrumento se muestran en la tabla 4-8.

Tabla 4-8.Resultados de la campaña 2016 en mGal; GRV es gravedad y D. E. desviación estándar.

Banco	GRV (mGal)	D.E.	Banco	GRV (mGal)	D.E.	Banco	GRV (mGal)	D.E.
POL 3			POL 8			POL 6		
P2A5	0.000	0.001	P2A4	0.000	0.005	P3A7	0.000	0.005
P2A11	1.613	0.001	P3A2	-4.834	0.003	P3A4	-2.257	0.005
P2A12	2.100	0.002	P3A3	-3.658	0.001	P2A4	0.901	0.002
P2A6	1.891	0.003	P3A4	-3.186	0.003	P2A5	2.285	0.005
POL 4			POL 9-2			P2A6	4.132	0.000
P2A6	0.000	0.003	P4A1	0.000	0.005	POL 5		
P2A12	0.211	0.004	P4A2	0.603	0.004	P2A6	0.000	0.005
P2A8	-2.496	0.003	P4A5	-0.929	0.006	P2A8	-2.484	0.002
POL 1			P3A7	3.781	0.004	P3A10	-6.823	0.003
P2A10	0.000	0.001	P3A4	1.487	0.009	P3A7	-4.132	0.010
P2A4	-1.204	0.001	P3A3	1.021	0.005	POL 9-1		
P2A9	-1.863	0.001	P3A2	-0.133	0.003	P3A7	0.000	0.003
POL 2			POL 10-2			P3A10	-2.708	0.001
P2A10	0.000	0.001	P4A1	0.000	0.003	P4A10	-4.332	0.003
P2A4	-1.224	0.003	P4A2	0.653	0.003	P4A5	-4.730	0.002
P2A11	1.750	0.002	P4A5	-0.874	0.003	POL 10-1		
P2A5	0.132	0.003	P5A6	-6.139	0.005	P4A5	0.000	0.005
						P4A10	0.445	0.001
						P5A9	-2.936	0.007
						P5A6	-5.240	0.004

Con estos datos (tabla 4-8) se obtienen las 46 diferencias de gravedad (Δg), como se muestra en la siguiente tabla (4-9), del cual se obtiene la ponderación normalizada de 1/desviación estándar para las 46 ecuaciones de observación de esta campaña.

Tabla 4-9. Cálculo de los Δg (diferencias de gravedad) de los polígonos y normalización de las desviaciones estándar (1/D.E.) de cada uno de los observables (#Ec. de Obs).

Polígono	De	A	Δg (mGal)	D.E. Δg (mGal)	NORMALIZADO (1/D.E.)	# Ec. De Obs.
POL 3	P2A5	P2A11	1.613	0.001	0.442	1
	P2A11	P2A12	0.487	0.002	0.280	2
	P2A12	P2A6	-0.209	0.003	0.151	3
	P2A6	P2A5	-1.891	0.003	0.166	4
POL 4	P2A6	P2A12	0.212	0.005	0.110	5
	P2A12	P2A8	-2.704	0.005	0.095	6
	P2A8	P2A6	2.492	0.004	0.119	7
POL 5	P3A7	P3A10	-2.685	0.002	0.221	8
	P3A10	P2A8	4.341	0.002	0.307	9
	P2A8	P2A6	2.481	0.001	0.479	10
	P2A6	P3A7	-4.137	0.002	0.265	11
POL 6	P3A7	P3A4	-2.259	0.002	0.236	12
	P3A4	P2A4	3.145	0.001	1.000	13
	P2A4	P2A5	1.407	0.002	0.234	14
	P2A5	P2A6	1.844	0.002	0.234	15
	P2A6	P3A7	-4.136	0.002	0.234	16
POL 2	P2A11	P2A5	-1.618	0.003	0.164	17
	P2A5	P2A4	-1.357	0.004	0.117	18
	P2A4	P2A10	1.224	0.004	0.139	19
	P2A10	P2A11	1.750	0.002	0.250	20
POL 1	P2A10	P2A4	-1.204	0.001	0.414	21
	P2A4	P2A9	-0.659	0.001	0.447	22
	P2A9	P2A10	1.863	0.001	0.336	23
POL 8	P3A2	P3A3	1.176	0.003	0.146	24
	P3A3	P3A4	0.472	0.003	0.146	25
	P3A4	P2A4	3.186	0.006	0.084	26
	P2A4	P3A2	-4.834	0.006	0.084	27
POL 9-1	P3A7	P3A10	-2.708	0.003	0.161	28
	P3A10	P4A10	-1.624	0.003	0.156	29
	P4A10	P4A5	-0.398	0.003	0.149	30
	P4A5	P3A7	4.730	0.003	0.153	31
POL 9-2	P3A7	P4A5	-4.712	0.005	0.109	32
	P4A5	P4A2	1.532	0.006	0.079	33
	P4A2	P4A1	-0.600	0.005	0.098	34
	P4A1	P3A2	-0.128	0.005	0.107	35
	P3A2	P3A3	1.157	0.004	0.116	36
	P3A3	P3A4	0.457	0.002	0.265	37
	P3A4	P3A7	2.295	0.001	0.390	38
POL 10-2	P5A6	P4A1	6.139	0.006	0.088	39
	P4A1	P4A2	0.653	0.004	0.120	40
	P4A2	P4A5	-1.528	0.004	0.126	41
	P4A5	P5A6	-5.264	0.006	0.090	42
POL 10-1	P4A10	P5A9	-3.384	0.007	0.071	43
	P5A9	P5A6	-2.301	0.008	0.061	44
	P5A6	P4A5	5.240	0.005	0.097	45
	P4A5	P4A10	0.444	0.003	0.156	46

4.1.2.4. Ajuste de Redes Gravimétricas 2016.

El ajuste de red de la campaña 2016 es resuelto con el algoritmo de Matlab® (ecuación 2-12) en el que la matriz de diseño A esta dado por las 18 incognitas y 46 elementos de las ecuaciones de observación, la matriz de términos independientes resulta del valor en mGal de las diferencias de gravedad (tabla4-9), de la misma manera se obtiene la matriz de ponderaciones (P) normalizadas. En donde se obtiene los siguientes resultados ajustados.

Tabla 4-10. Valores de gravedad ajustados ($\hat{X}$) de la campaña 2016. GRV valor ajustado de gravedad en mGal, So es desviación estándar en mGal.

Estación	GRV (mGal)	So(±) (mGal)	Estación	GRV (mGal)	So(±) (mGal)
P2A5	0.168	0.012	P2A9	-1.869	0.010
P2A11	1.772	0.012	P3A2	-6.022	0.018
P2A12	2.257	0.015	P3A3	-4.840	0.015
P2A6	2.042	0.013	P4A5	-6.812	0.017
P2A8	-0.442	0.015	P4A2	-5.281	0.021
P3A7	-2.090	0.013	P4A1	-5.909	0.021
P3A10	-4.781	0.015	P5A6	-12.061	0.022
P3A4	-4.368	0.011	P4A10	-6.394	0.019
P2A4	-1.215	0.009	P5A9	-9.770	0.029

Finalmente, con los valores de gravedad ajustados se obtienen los residuales en el que se muestra que el comportamiento (figura 4-21 y 4-22), tanto en su magnitud y comportamiento indican que no hay errores sistemáticos y la forma del histograma indica que se distribuye normalmente con media 0.0009 y desviación estándar 0.008 mGal obtenidos a partir del ajuste.

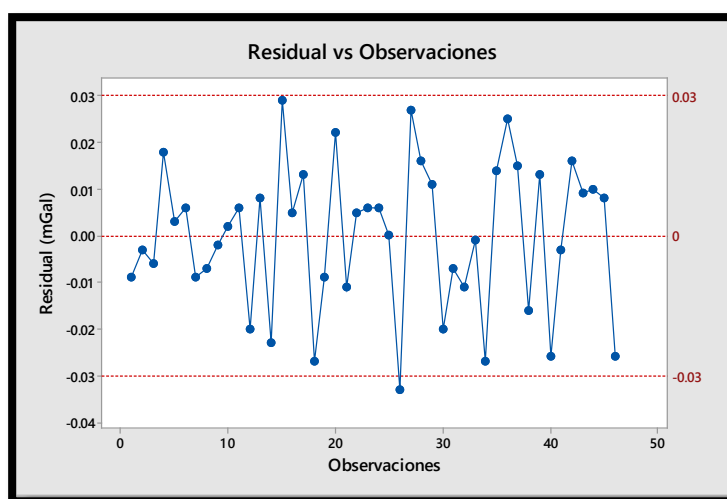
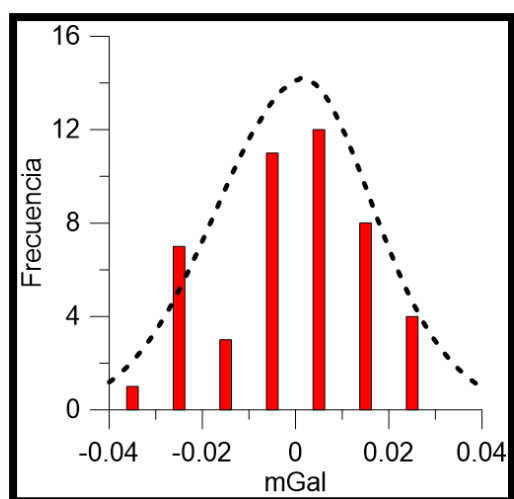


Figura 4-10. Histograma y ajuste de residuales de la campaña 2016.

Figura 4-11. Comportamiento de residuales de la campaña 2016 de gravimetría.

4.1.2.5. Comportamiento Estadístico

4.1.2.5.1. Prueba Chi Cuadrada

La compatibilidad estadística de la varianza *a priori* con la varianza *a posteriori* del observable peso de unidad es:

- Varianza *a priori* es $\sigma_0^2 = 0.000049$, que corresponde a una desviación estándar promedio de $\sigma=0.007$ mGal,
- varianza *a posteriori* es $\sigma_0^2 = 0.0000644$ con un nivel de significancia de $\alpha=0.05$ y considerando 28 GL, se tiene:

$$X_{(28,1-0.5/2)}^2 < \frac{0.0000644}{0.0000490}(28) < X_{(28,0.5/2)}^2$$

Entonces a partir de tablas publicadas los valores de Chi Cuadrada para 28 grados de libertad se tiene:

$$15.3 < 36.83 < 44.5$$

Para esta campaña la hipótesis nula es aceptada ($H_0: \sigma_0^2 = \hat{\sigma}_0^2$) a un nivel de confianza del 95% y por lo tanto el ajuste de la red es aceptable. Entonces, se puede continuar con las pruebas de fiabilidad interna.

4.1.2.5.2. Prueba de Baarda

Para la prueba de Baarda se aplica la ecuación 2-29 a los 46 residuales. Los resultados obtenidos se muestran en una gráfica en la figura 4-12 (A). De esta, se deduce que los 46 observables pasaron la prueba del valor crítico $w_0=2.80$ del test de Baarda para un nivel de confianza del 95 %.

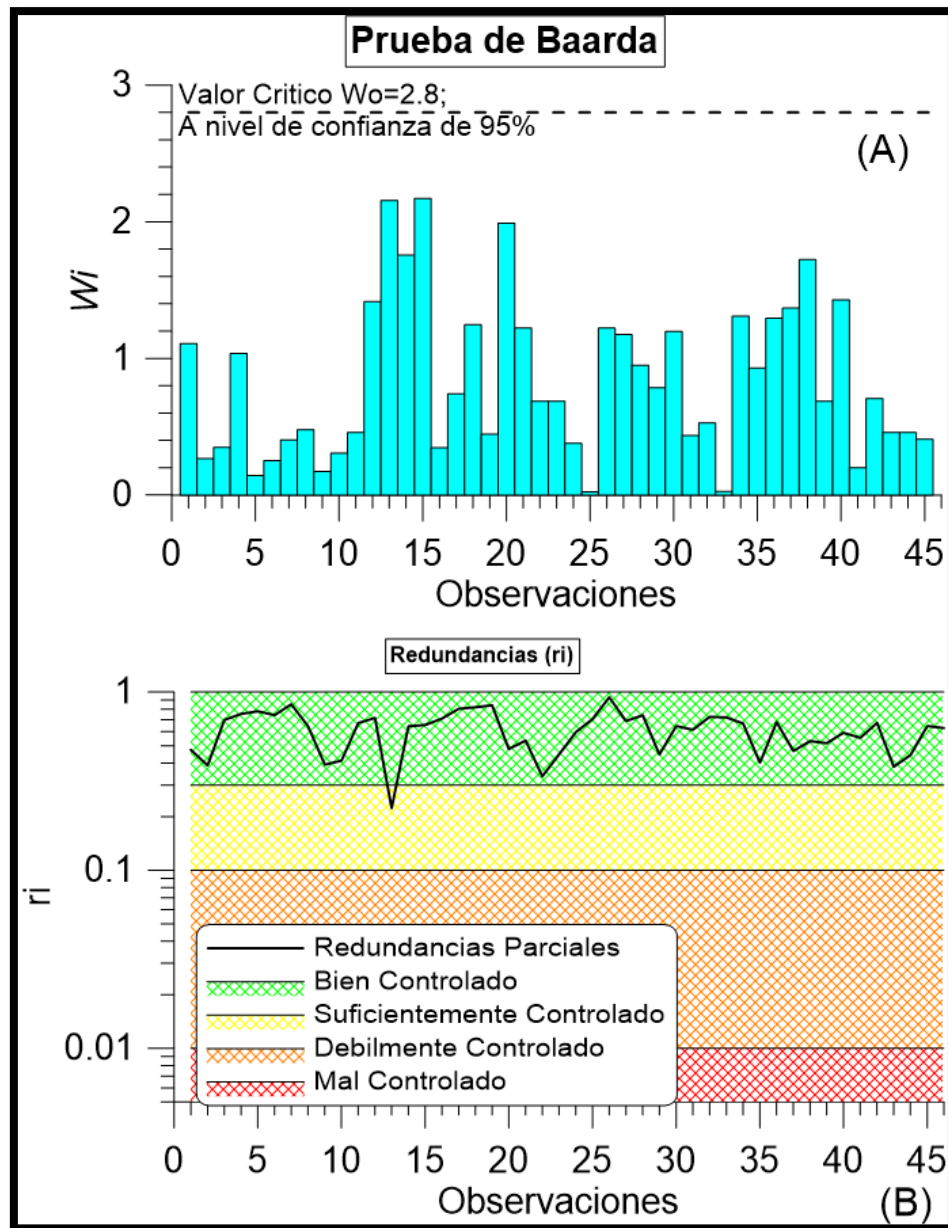


Figura 4-12. Pruebas estadísticas de observables ajustados de campaña 2016. (A) Gráfico de prueba de Baarda con un nivel de confianza de 95% a partir de valor crítico $w_0 = 2.8$. (B) Redundancias obtenidas y clasificación de acuerdo control en la red de 2016

4.1.2.5.1. Redundancias del Ajuste.

Esta prueba es obtenida a partir de la aplicación de la ecuación 3-10 y el resultado es graficado en la figura 4-12(B). De los valores de los número de redundancia obtenidos se puede decir que 45 observables (98%) están en la región de bien controlados ($0.3 < r_i < 1$), el 2% restante (observable 13) está en la región de suficientemente a débilmente controlado ($0.1 < r_i < 0.3$) (Figura 4-12 B).

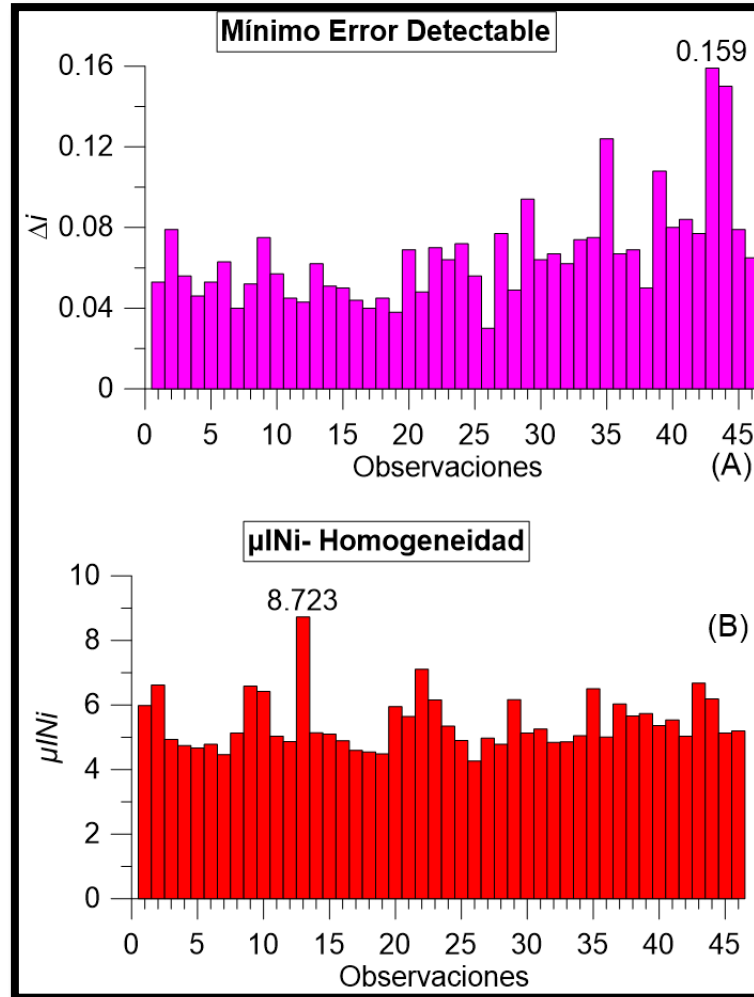


Figura 4-13. Pruebas estadísticas de observables ajustados de campaña 2016. (A) 0.15 es el Mínimo error detectable. (B) Homogeneidad de la red correlacionando con gráfico (B) de figura 4-12, que confirma la debilidad en el control de la red en el observable 13.

4.1.2.5.2. Mínimo Error Detectable.

El mínimo error detectable para un observable se obtiene de la ecuación 3-13, tomando en cuenta lo definido en la sección 3.1.5.2.2, la fiabilidad interna tendrá una probabilidad de 80% (β) a un nivel de significancia de $\alpha = 0.001$ y el sesgo o parámetro de traslación de $\delta=4.12$ (figura 4-13 A). De esta, se deduce que el error máximo que puede existir en uno de los observables y no ser detectados es de 0.159 mGal correspondiente al observable 43.

4.1.2.5.3. Parámetro de Homogeneidad Interna.

Los resultados del parámetro de homogeneidad interna, calculado con la ecuación 2-32, y que se muestra en la gráfica de la figura 4-13 B, confirma la información obtenida por los números de redundancia (figura 4-12 B). Se observa que existen un valor anómalo en el observable 13 de polígono correspondiente al desnivel entre los vértices P3A4 a P2A4, que muestra valores por encima de 8 mGal.

4.1.2.5.4. Fiabilidad Externa: Parámetros de Homogeneidad y Vectores de fiabilidad.

Parámetros de homogeneidad externa. Los resultados del parámetro de homogeneidad externa, calculado con la ecuación 2-34, que se muestra en la gráfica de la figura 4-24, que confirma la información obtenida por los números de redundancia (figura 4-23 B) y los parámetros de homogeneidad interna (Figura 4-23 D). Los valores de la calidad del ajuste son inversamente proporcionales al valor de dichos parámetros. En la gráfica de la figura 4-24 se muestra que la mayoría de las observaciones ajustadas son de buena calidad ($\mu EX_i < 5$), 5 de regular calidad ($5 \leq \mu EX_i \leq 10$) y ninguna de las observaciones en mala calidad ($\mu EX_i > 10$).

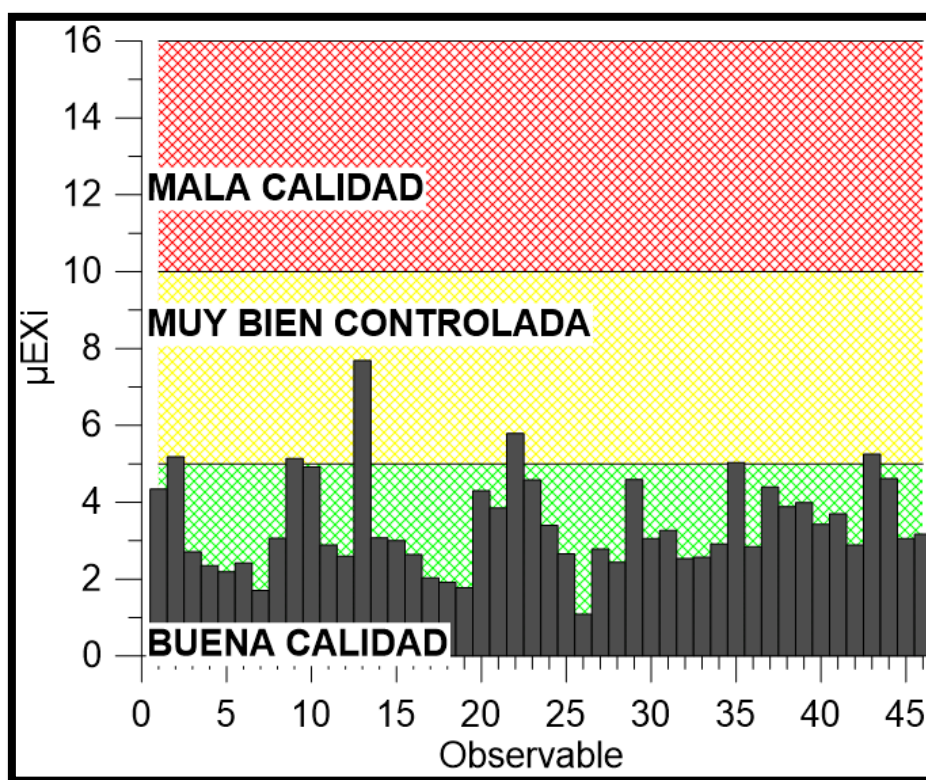


Figura 4-14. Fiabilidad externa a partir de las residuales del modelo de la campaña 2016.

Vectores de fiabilidad externa. Para determinar la influencia de los errores graves no detectado de los observables en los parámetros ajustados ($\hat{X}$), se estimaron los vectores de fiabilidad externa (ecuación 2-33). Cuyo comportamiento y magnitud se muestran en la figura 4-15.

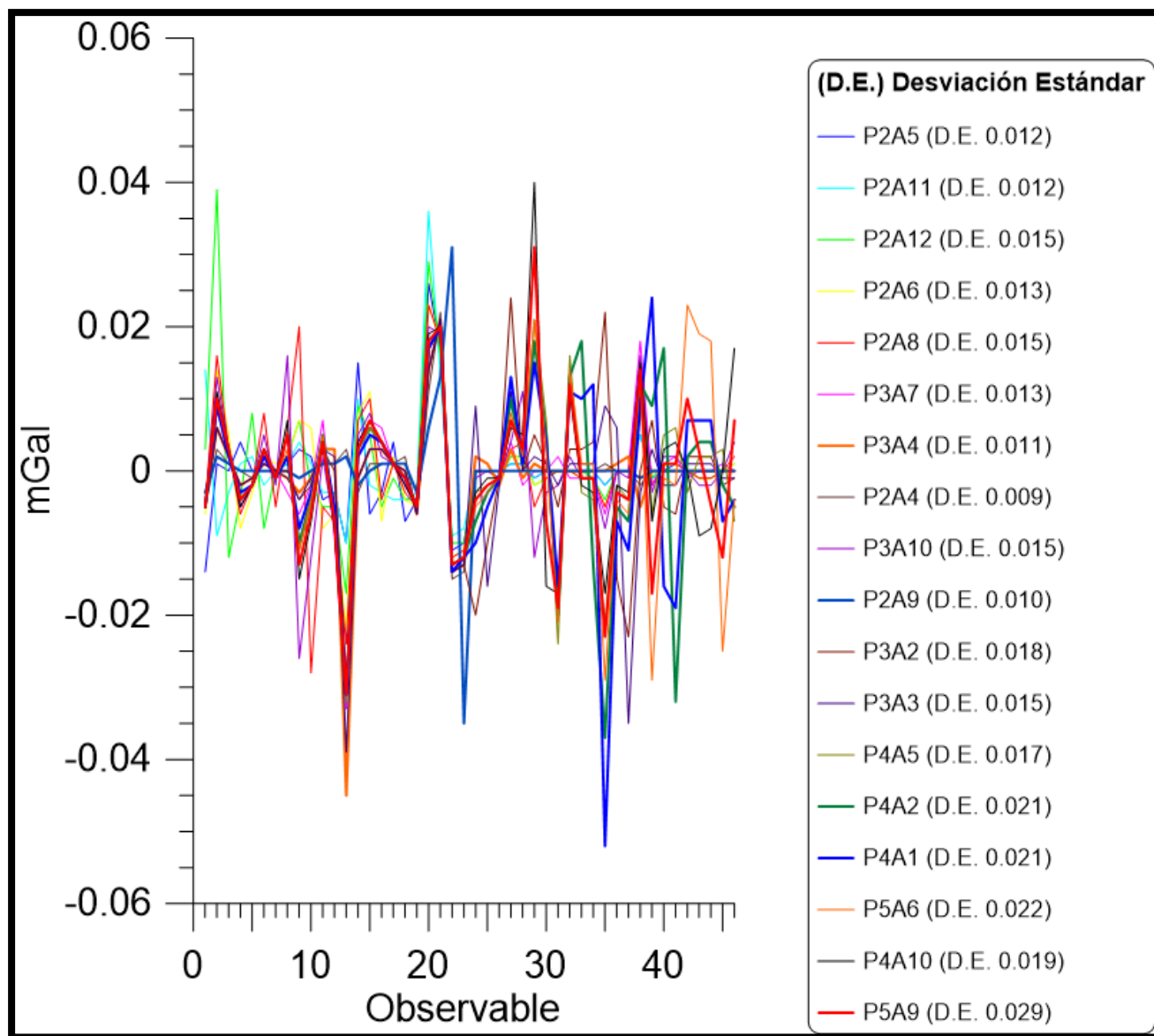


Figura 4-15. Vectores de fiabilidad externa, obtenidos a partir de la ecuación 2-33 de los observables ajustados de la red gravimétrica 2016.

De esta figura (4-15), se deduce que los errores graves presentes en los observables impactan a los vértices P4A1, P5A6, P4A10 y P5A9. La magnitud de los vectores de fiabilidad externa de los observables 23, 31, 39, 40 y 42 se encuentra por encima de la desviación estándar (D. E.) de los valores ajustados de dichos vértices. Además, es posible que los errores graves presentes en los observables del vértice P5A9 influyan en los observables 43 y 44. También, el ajuste de los vértices P3A4, P2A9, P4A2 y P4A1 impactan de 0.03 mGal de desviación estándar.

4.2.Campañas de GPS.

4.2.1. Campaña GPS de noviembre 2014.

4.2.1.1. Resultados de Ajuste TBC.

Siguiendo la metodología propuesta se procesó la información de GPS de la campaña de noviembre de 2014, en el que de todos los procesos se seleccionó el trabajo del día 18 de noviembre con la finalidad de ejemplificar los resultados de las diferentes etapas al utilizar el programa TBC. El primer proceso realizado es el cálculo de líneas base (figura 4-16), en el que se observan los segmentos procesados y la precisión con la que son calculados de 3 a 4 mm en la horizontal y de 13 a 16 mm en la vertical, teniendo una solución del tipo fija (tabla 4-11).

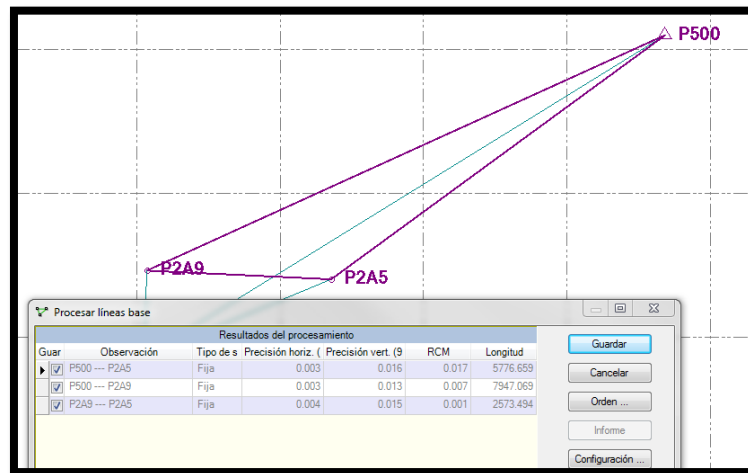


Figura 4-16. Subproceso de cálculo de líneas base del día 18 de noviembre de 2014.

Tabla 4-11. Tabla resumen del cálculo de líneas base para el día 18 de noviembre de 2014. Prec. H. es precisión horizontal; Prec. V. es precisión vertical; Δ es incremento en la respectiva componente.

Observación	Tipo de Solución	Prec. H. (m)	Prec. V. (m)	ΔX (m)	ΔY (m)	ΔZ (m)	Aci. Geod.	Dist. Elip (m)	Δ Altura (m)
P2A9 - P2A5	Fija	0.004	0.015	2283.090	-1179.868	-135.197	93°35'17"	2573.502	0.763
P500 - P2A5	Fija	0.003	0.018	-5035.319	393.713	-2803.630	234°48'15"	5776.677	-2.031
P500 - P2A9	Fija	0.004	0.017	-7318.426	1573.564	-2668.419	246°31'05"	7947.096	-2.767

Los resultados de este proceso son buenos, pero se verificaron con la herramienta de “Cierre de Ciclo” en el que no se encontraron vectores defectuosos. Partiendo de esto se realiza el ajuste de red de los vectores que pasaron las anteriores pruebas de calidad y el informe obtenido del proceso de 18 de noviembre es exitoso después de 2 iteraciones y con una confiabilidad de 95 % y se acepta la hipótesis nula (Tabla 4-12).

Tabla 4-12. Estadísticas del ajuste de 18 de nov de 2014.

Número de iteraciones para un ajuste exitoso:	2
Factor de referencia de red:	1.00
Prueba Chi Cuadrado (95%):	Pasado
Nivel de confianza de la precisión:	95%
Grados de libertad:	3

Estadísticas de vectores con post-procesamiento	
Factor de referencia:	1.00
Número de redundancias:	3.00
Escalar a priori:	2.15

Finalmente, el resultado son las coordenadas de cuadrícula ajustadas (en metros) y coordenadas geodésicas ajustadas (Tabla 4-13 y 4-14).

Tabla 4-13. Coordenadas de cuadrícula ajustadas para el 18 de noviembre de los bancos P2A5 y P2A9.

ID de punto	Este (m)	Error (m)	Norte (m)	Error (m)
P2A5	654711.160	0.004	3614798.794	0.005
P2A9	652140.820	0.004	3614920.559	0.005

Tabla 4-14. Coordenadas geodésicas ajustadas para el 18 de noviembre de los bancos P2A5 y P2A9.

ID de punto	Latitud	Longitud	Altura (m)	Error (m)
P2A5	N32°39'36.03422"	O115°21'00.86039"	-21.800	0.030
P2A9	N32°39'41.27307"	O115°22'39.42621"	-22.555	0.029

Los resultados finales de la campaña 2014, siguiendo los procesos de calidad anteriormente explicados muestra además de las desviaciones estándar (errores) las elipses de error de cada punto ajustado (Tabla 4-16 y Figura 4-28, respectivamente).

Tabla 4-15. Coordenadas finales para las observaciones de GPS, noviembre de 2014.

Id	Este (m)	Error (m)	Norte (m)	Error (m)	Altura Elipsoidal (m)	Error (m)	Semieje Mayor (m)	Semieje Menor (m)
P2A9	652140.820	0.004	3614920.56	0.005	-22.555	0.029	0.006	0.005
P2A10	653450.313	0.002	3615387.78	0.002	-23.312	0.009	0.002	0.002
P2A11	654355.743	0.002	3615779.93	0.002	-23.183	0.009	0.002	0.002
P2A12	655861.935	0.002	3616246.05	0.002	-22.508	0.008	0.003	0.002
P2A5	654711.160	0.004	3614798.79	0.005	-21.8	0.030	0.006	0.006
P2A6	656288.410	0.002	3615381.35	0.002	-22.402	0.01	0.002	0.002
P3A4	653732.847	0.003	3610234.89	0.003	-22.959	0.014	0.004	0.003
P3A5	655082.401	0.003	3611098.68	0.003	-23.64	0.014	0.004	0.003
P3A7	657541.232	0.001	3611570.05	0.001	-20.98	0.009	0.002	0.002
P3A10	661727.652	0.001	3613212.22	0.002	-13.387	0.009	0.002	0.002

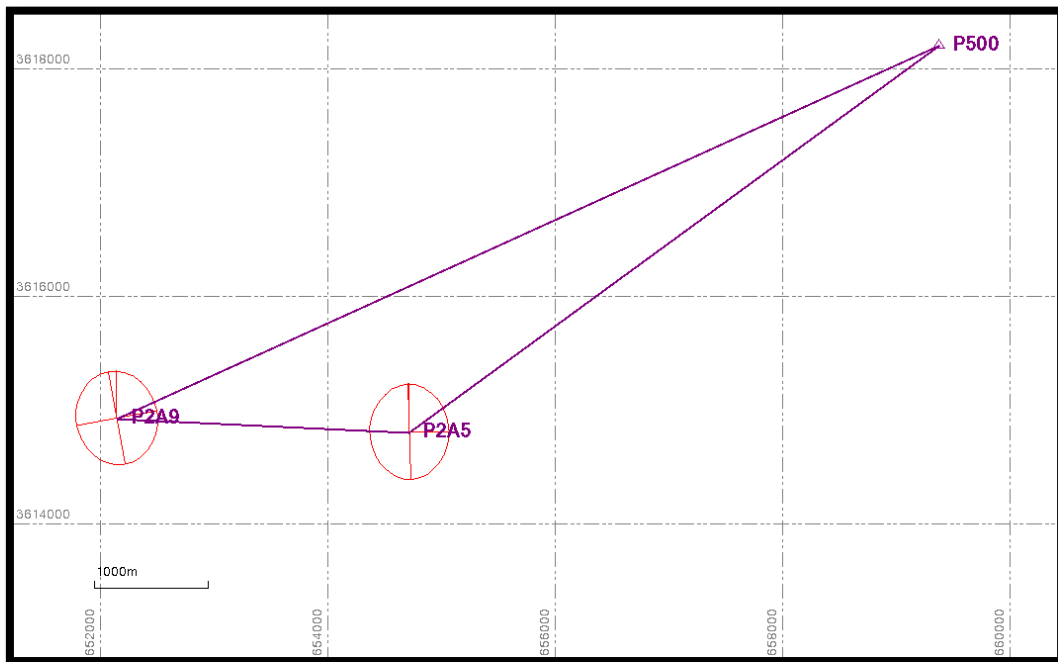


Figura 4-17. Ajuste exitoso de bancos P2A9 y P2A5 con elipses de error.

4.2.2. Campaña GPS 2015.

4.2.2.1. Resultados de Ajuste TBC.

Para ejemplificar el procesado de la campaña de 2015 se seleccionó el proceso del 01 de diciembre de 2015 en el que se calculan y ajustan los bancos P2A10, P2A4, P2A5, P2A9 y P3A5 a partir del punto base P500 e incluyendo en el proceso las efemérides precisas. El mayor error medio cuadrático se observó entre bancos P2A5 y P2A9 el cual después de aplicar la herramienta de ciclo de cierre existía un error, razón por la cual se inhabilito y se realizó nuevamente el cálculo de líneas base sin el segmento defectuoso (Figura 4-18 y tabla 4-16).

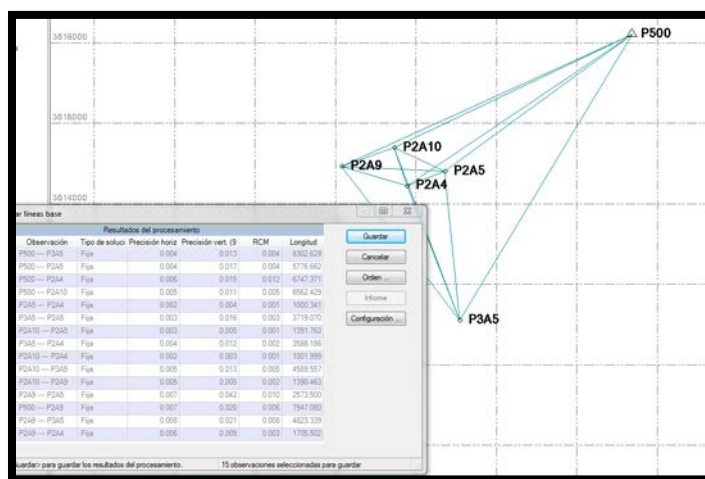


Figura 4-18. Cálculo de líneas base (izquierda) del día 01 de diciembre de 2015.

Tabla 4-16. Resultados del cálculo de líneas base del día 01 de diciembre de 2015. Prec. H. es precisión horizontal; Prec. V. es precisión vertical; Δ es incremento en la respectiva componente.

Obs.	Tipo de solución	Prec. H. (m)	Prec. V. (m)	ΔX (m)	ΔY (m)	ΔZ (m)	Aci. geod.	Dist. elip (m)	Δ Altura (m)
P2A9 - P2A4	Fija	0.006	0.009	1355.278	-943.946	-425.355	107°13'11"	1705.508	-0.662
P2A9 - P2A5	Fija	0.007	0.042	2283.208	-1179.63	-135.363	93°35'17"	2573.508	0.770
P3A5 - P2A5	Fija	0.003	0.016	571.556	1939.213	3121.579	355°09'44"	3719.082	1.770
P2A5 - P2A4	Fija	0.002	0.004	-927.928	235.672	-289.985	249°54'39"	1000.344	-1.416
P3A5 - P2A4	Fija	0.003	0.012	-356.374	2174.895	2831.591	339°33'33"	3588.198	0.346
P2A9 - P3A5	Fija	0.008	0.021	1711.650	-3118.83	-3256.95	143°17'27"	4823.356	-1.013
P500 - P2A9	Fija	0.007	0.020	-7318.42	1573.606	-2668.43	246°31'05"	7947.106	-2.777
P2A10 - P3A5	Fija	0.005	0.013	418.408	-2773.14	-3632.99	160°02'59"	4589.573	-0.255
P2A10 - P2A9	Fija	0.005	0.005	-1293.24	345.679	-376.040	251°14'56"	1390.468	0.769
P500 - P2A5	Fija	0.004	0.017	-5035.20	393.983	-2803.80	234°48'15"	5776.680	-2.024
P2A10 - P2A5	Fija	0.003	0.005	989.962	-833.92	-511.416	115°55'12"	1391.766	1.508
P500 - P2A4	Fija	0.006	0.015	-5963.14	629.654	-3093.78	237°01'21"	6747.393	-3.430
P500 - P3A5	Fija	0.004	0.013	-5606.76	-1545.24	-5925.37	212°04'21"	8302.657	-3.776
P500 - P2A10	Fija	0.005	0.011	-6025.17	1227.907	-2292.38	245°30'35"	6562.451	-3.527
P2A10 - P2A4	Fija	0.002	0.003	62.031	-598.261	-801.397	161°50'18"	1002.002	0.102

Finalmente, los vectores calculados son sometidos al ajuste de red para obtener las coordenadas finales de los bancos que intervienen en el post- proceso. Las estadísticas del ajuste indican que el proceso paso la prueba Chi Cuadrado con un nivel confianza del 95% con 30 grados de libertad y se acepta la hipótesis nula (Tabla 4-17).

Tabla 4-17. Estadísticos del ajuste de la red del día 01 de diciembre de 2015.

Número de iteraciones para un ajuste exitoso:	2	Estadísticas de vectores con post-procesamiento	
Factor de referencia de red:	1.00		
Prueba de Chi Cuadrado (95%):	Pasado		
Nivel de confianza de la precisión:	95%		
Grados de libertad:	30		
		Factor de referencia:	1.00
		Número de redundancias:	30.00
		Escalar a priori:	1.70

Las coordenadas finales del día 01 de diciembre son (Tabla 4-18 y 4-19):

Tabla 4-18. Coordenadas de cuadrícula ajustadas y error respectivo del día 01 de diciembre de 2015.

ID DE PUNTO	ESTE (M)	ERROR (M)	NORTE (M)	ERROR (M)
P2A10	653450.304	0.004	3615387.78	0.004
P2A4	653777.217	0.003	3614440.685	0.002
P2A5	654711.148	0.003	3614798.806	0.002
P2A9	652140.811	0.004	3614920.568	0.003
P3A5	655082.397	0.003	3611098.689	0.003

Tabla 4-19. Coordenadas geodésicas ajustadas y altura elipsoidal de cada punto del día 01 de diciembre de 2015.

ID	LATITUD	LONGITUD	ALTURA ELIPSOIDAL (M)	ERROR (M)
P2A10	N32°39'55.78721"	O115°21'48.89727"	-23.083	0.019
P2A4	N32°39'24.87914"	W115°21'36.91272"	-23.207	0.011
P2A5	N32°39'36.03461"	W115°21'00.86086"	-21.798	0.012
P2A9	N32°39'41.27337"	W115°22'39.42656"	-22.542	0.013
P3A5	N32°37'35.73516"	W115°20'48.82470"	-23.558	0.014

De igual manera que la campaña de 2014, se presentan los resultados finales de los días procesados y que cumplen con la calidad requerida para el estudio (Tabla 4-20).

Tabla 4-20. Coordenadas finales para las estaciones con observaciones GPS de 2015.

Id	Coord. Este (m)	Error (m)	Coord. Norte (m)	Error (m)	Altura Elipsoidal (m)	Error (m)	Semieje Mayor (m)	Semieje Menor (m)
P2A9	652140.811	0.004	3614920.57	0.003	-22.542	0.013	0.005	0.003
P2A10	653450.304	0.004	3615387.78	0.004	-23.083	0.0019	0.006	0.003
P2A11	654355.737	0.002	3615779.93	0.002	-23.167	0.011	0.003	0.002
P2A4	653777.217	0.003	3614440.69	0.002	-23.207	0.011	0.004	0.003
P2A5	654711.148	0.003	3614798.81	0.002	-21.798	0.012	0.004	0.003
P2A6	656288.401	0.001	3615381.36	0.001	-22.394	0.003	0.001	0.001
P2A8	658931.665	0.00	3616380.72	0.001	-18.155	0.001	0.001	0.001
P3A2	651105.699	0.004	3609021.11	0.004	-26.075	0.016	0.005	0.004
P3A3	652423.523	0.004	3609636.21	0.005	-25.317	0.022	0.006	0.005
P3A4	653732.843	0.002	3610234.9	0.002	-22.923	0.009	0.003	0.002
P3A5	655082.397	0.003	3611098.69	0.003	-23.558	0.014	0.004	0.003
P3A7	657541.229	0.002	3611570.05	0.002	-20.991	0.009	0.003	0.002
P3A10	661727.656	0.003	3613212.21	0.003	-13.38	0.016	0.002	0.001
P4A1	650286.469	0.003	3605146.75	0.003	-27.89	0.014	0.004	0.003
P4A2	652325.103	0.003	3605040.9	0.003	-25.93	0.016	0.004	0.004
P4A5	656652.837	0.002	3606863.78	0.003	-24.135	0.014	0.003	0.003
P4A10	663142.997	0.002	3609398.18	0.002	-18.903	0.013	0.003	0.002
P5A6	659014.868	0.003	3603594.38	0.003	-21.586	0.018	0.004	0.003
P5A9	663059.827	0.002	3605917.61	0.003	-20.669	0.016	0.003	0.003

4.2.3. Campaña GPS de 2016.

4.2.3.1. Resultados del ajuste TBC.

El resultado del cálculo de los vectores (figura 4-19) se muestra en la tabla (Tabla 4-21):

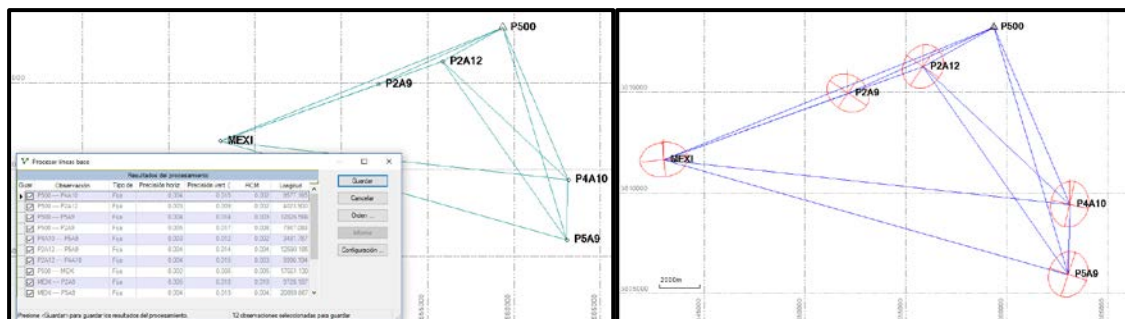


Figura 4-19. Cálculo de líneas base (izquierda) y ajuste de red con elipses de error (derecha) del día 01 de julio de 2016.

Tabla 4-21. Resultados del cálculo de líneas base del 01 de julio de 2016. Prec. H. es precisión horizontal; Prec. V. es precisión vertical; Δ es incremento en la respectiva componente.

Obs.	Tipo de solución	Prec. H. (m)	Prec. V. (m)	ΔX (m)	ΔY (m)	ΔZ (m)	Acimut Geod	Distancia elipsoidal (m)	Δ Altura (m)
MEXI –P2A9	Fija	0.005	0.018	9041.388	-2412.4	2659.319	71°01'49"	9728.220	-0.977
MEXI –P5A9	Fija	0.004	0.013	16666.461	-11493.4	-5067.550	106°42'00"	20869.942	0.923
P2A12 –P4A10	Fija	0.004	0.015	4876.854	-6463.0	-5862.477	134°08'26"	9996.225	3.385
P4A10 –P5A9	Fija	0.003	0.012	-925.840	-1633.8	-2931.913	182°18'19"	3481.797	-1.549
P2A12 –P5A9	Fija	0.004	0.014	3951.016	-8096.9	-8794.393	146°01'25"	12590.226	1.835
P500 –P5A9	Fija	0.004	0.014	306.625	-7507.6	-10395.29	164°13'53"	12826.607	-0.888
P500 –P2A9	Fija	0.005	0.017	-7318.433	1573.6	-2668.429	246°31'06"	7947.114	-2.792
MEXI –P4A10	Fija	0.004	0.014	17592.299	-9859.6	-2135.637	97°07'56"	20279.664	2.473
MEXI –P2A12	Fija	0.003	0.012	12715.444	-3396.5	3726.839	71°05'03"	13678.798	-0.916
P500 –P4A10	Fija	0.004	0.015	1232.462	-5873.7	-7463.380	157°45'45"	9577.194	0.666
P500 –P2A12	Fija	0.003	0.009	-3644.387	589.3	-1600.906	241°48'44"	4023.913	-2.725
P500 –MEXI	Fija	0.002	0.005	-16359.8	3985.8	-5327.745	249°03'14"	17661.201	-1.810

En este proceso no se encontraron segmentos defectuosos o con errores y se continúa con el ajuste de la red, teniendo en cuenta 21 grados de libertad se aplica el estadístico Chi Cuadrado con un nivel de confianza de 95% como se muestra en la tabla 4-22.

Tabla 4-22. Estadísticos del ajuste de red del 01 de julio 2016.

Número de iteraciones para un ajuste exitoso:	2
Factor de referencia de red:	1.00
Prueba de Chi al cuadrado (95%):	Pasado
Nivel de confianza de la precisión:	95%
Grados de libertad:	21

Estadísticas de vectores con post-procesamiento	
Factor de referencia:	1.00
Número de redundancias:	21.00
Escalar a priori:	1.55

De la misma manera que en los estadísticos de gravimetría se acepta la hipótesis nula a nivel de confianza de 95%, determinando así que la varianza *a priori* es igual a la varianza *a posteriori*.

Las coordenadas finales ajustadas de cuadrícula (tabla 4-23) y geodésicas (Tabla 4-24), son:

Tabla 4-23. Coordenadas de cuadrícula ajustadas del 01 de julio de 2016.

ID DE PUNTO	ESTE (M)	ERROR (M)	NORTE (M)	ERROR (M)
P2A12	655861.930	0.002	3616246.053	0.002
P2A9	652140.790	0.004	3614920.569	0.004
P4A10	663143.009	0.002	3609398.193	0.003
P5A9	663059.864	0.002	3605917.639	0.003

Tabla 4-24. Coordenadas geodésicas ajustadas del 01 de julio de 2016.

ID DE PUNTO	LATITUD	LONGITUD	ALTURA (M)	ALTURA ERROR (M)
P2A12	N32°40'22.43146"	O115°20'15.83005"	-22.503	0.010
P2A9	N32°39'41.27340"	O115°22'39.42736"	-22.568	0.020
P4A10	N32°36'36.35927"	O115°15'40.69169"	-19.116	0.012
P5A9	N32°34'43.42295"	O115°15'46.06134"	-20.665	0.012

Este proceso es repetido con los mismos estándares de calidad para el cálculo de líneas base y ajuste mostrando que en cada uno de los días procesados el estadístico Chi Cuadrado cumple con la hipótesis nula a un nivel de confianza de 95%. Las coordenadas finales de la campaña se muestran en la tabla 4-25.

Tabla 4-25. Coordenadas finales para las estaciones GPS de junio- julio 2016

Id	Coord. Este (m)	Error (m)	Coord. Norte (m)	Error (m)	Altura Elipsoidal (m)	Error (m)	Semieje Mayor (m)	Semieje Menor (m)
P2A9	652140.790	0.004	3614920.57	0.004	-22.568	0.020	0.006	0.004
P2A10	653450.303	0.001	3615387.79	0.001	-23.311	0.006	0.002	0.001
P2A11	654355.718	0.004	3615779.93	0.006	-23.154	0.028	0.007	0.005
P2A12	655861.930	0.002	3616246.05	0.002	-22.503	0.01	0.003	0.002
P2A4	653777.220	0.001	3614440.68	0.001	-23.256	0.006	0.002	0.001
P2A5	654711.144	0.005	3614798.8	0.006	-21.77	0.029	0.007	0.006
P2A6	656288.395	0.001	3615381.35	0.001	-22.183	0.006	0.002	0.001
P2A8	658931.659	0.001	3616380.72	0.001	-17.938	0.002	0.001	0.001
P3A2	651105.693	0.003	3609021.12	0.004	-26.534	0.021	0.005	0.004
P3A3	652423.511	0.002	3609636.21	0.003	-25.076	0.012	0.003	0.003
P3A7	657541.227	0.002	3611570.05	0.002	-20.766	0.008	0.003	0.002
P4A1	650286.460	0.002	3605146.76	0.002	-27.899	0.011	0.003	0.003
P4A2	652325.112	0.002	3605040.89	0.03	-25.931	0.012	0.003	0.003
P4A5	656652.768	0.001	3606863.82	0.002	-24.116	0.01	0.002	0.002
P4A10	663143.009	0.003	3609398.19	0.003	-19.116	0.012	0.003	0.003
P5A6	659014.873	0.002	3603594.38	0.002	-22.636	0.01	0.002	0.002
P5A9	663059.864	0.002	3605917.64	0.003	-20.665	0.012	0.003	0.003

4.3. Estimación de la Deformación.

En este subcapítulo se presentan los resultados de la cuantificación de la deformación vertical y horizontal a partir de las técnicas aplicadas. Los resultados obtenidos en las tablas 4-6 y 4-10 son expresadas en cambios de altura en metros respecto del banco P2A10, como se muestra en la tabla 4-26.

Tabla 4-26. Resultados de la conversión de diferencias de gravedad a alturas en metros a partir de la constante de aire libre, con respecto al banco P2A10, a diferencias de alturas de las campañas 2015 y 2016. D. E. corresponde a la desviación estándar

Estación	Campaña 2015				Campaña 2016			
	mGal	DE(±) (mgal)	m	DE(±) (m)	mGal	DE(±) (mgal)	m	DE(±) (m)
P2A9	-1.874	0.008	0.578	-0.003	-1.869	0.010	0.577	-0.003
P2A10	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
P2A11	1.790	0.014	-0.552	-0.004	1.772	0.012	-0.547	-0.004
P2A12	2.268	0.014	-0.700	-0.004	2.257	0.015	-0.697	-0.005
P2A4	-1.228	0.008	0.379	-0.003	-1.215	0.009	0.375	-0.003
P2A5	0.145	0.013	-0.045	-0.004	0.168	0.012	-0.052	-0.004
P2A6	2.045	0.013	-0.631	-0.004	2.042	0.013	-0.630	-0.004
P2A8	-0.462	0.014	0.143	-0.004	-0.442	0.015	0.136	-0.005
P3A2	-6.021	0.014	1.858	-0.004	-6.022	0.018	1.858	-0.005
P3A3	-4.864	0.014	1.501	-0.004	-4.840	0.015	1.494	-0.005
P3A4	-4.401	0.013	1.358	-0.004	-4.368	0.011	1.348	-0.003
P3A7	-2.077	0.013	0.641	-0.004	-2.090	0.013	0.645	-0.004
P3A10	-4.774	0.014	1.473	-0.004	-4.781	0.015	1.475	-0.005
P4A1	-5.909	0.015	1.824	-0.005	-5.909	0.021	1.824	-0.007
P4A2	-5.236	0.015	1.616	-0.005	-5.281	0.021	1.630	-0.007
P4A5	-6.757	0.015	2.085	-0.005	-6.812	0.017	2.102	-0.005
P4A10	-6.327	0.023	1.953	-0.007	-6.394	0.019	1.973	-0.006
P5A6	-12.039	0.017	3.715	-0.005	-12.061	0.022	3.722	-0.007
P5A9	-9.692	0.025	2.991	-0.008	-9.770	0.029	3.015	-0.009

Así mismo, las diferencias de alturas elipsoidales, con respecto a la estación P2A10, de las campañas de observaciones GPS se muestran en la Tabla 4-27.

Tabla 4-27. Resultados de diferencias de alturas elipsoidales (GPS), respecto a la estación P2A10 y entre campañas.

Estación	Campaña 2015		Campaña 2016		Diferencias 2015-2016	
	Altura (m)	Altura Error (m)	Altura (m)	Altura Error (m)	Altura (m)	Altura Error (m)
P2A9	-0.541	0.013	-0.743	0.021	0.202	0.025
P2A10	0.000	0.003	0.000	0.008	0.000	0.009
P2A11	0.084	0.011	-0.157	0.029	0.241	0.031
P2A12			-0.808	0.012		
P2A4	0.124	0.011	-0.055	0.008	0.179	0.014
P2A5	-1.285	0.012	-1.541	0.030	0.256	0.032
P2A6	-0.689	0.004	-1.128	0.008	0.439	0.009
P2A8	-4.928	0.002	-5.373	0.006	0.445	0.006
P3A2	2.992	0.016	3.223	0.022	-0.231	0.027
P3A3	2.234	0.022	1.765	0.013	0.469	0.026
P3A4	-0.160	0.009				0.009
P3A5	0.475	0.014				0.014
P3A7	-2.092	0.009	-2.545	0.010	0.453	0.013
P3A10	-9.691	0.005				0.005
P4A1	4.807	0.014	4.588	0.013	0.219	0.019
P4A2	2.847	0.016	2.620	0.013	0.227	0.021
P4A5	1.052	0.014	0.805	0.012	0.247	0.018
P4A10	-4.180	0.013	-4.195	0.130	0.015	0.131
P5A6	-1.497	0.018	-0.675	0.012	-0.822	0.022
P5A9	-2.414	0.016	-2.646	0.013	0.232	0.021

Finalmente, los resultados de deformación vertical se presentan en la tabla 4-28 y su respectiva integración en perfiles es analizada en las siguientes figuras 4-20 a 4-23.

Tabla 4-28. Diferencias entre campañas de gravedad y GPS componente vertical en metros. Δ cambios de altura en centímetros respecto del banco P2A10; DE desviación estándar.

Estación	Gravedad		GPS	
	Diferencia 2015 - 2016		Diferencias 2015-2016	
	Δ (cm)	DE($\pm$) (cm)	Δ (cm)	Altura Error (cm)
P2A9	0.15	0.4	-20.2	2.5
P2A10	0.00	0.0		
P2A11	-0.56	0.6	-24.1	3.1
P2A12	-0.34	0.6	0.0	0.0
P2A4	0.40	0.4	-17.9	1.4
P2A5	0.71	0.5	-25.6	3.2
P2A6	-0.09	0.6	-43.9	0.9
P2A8	0.62	0.6	-44.5	0.6
P3A2	-0.03	0.7	23.1	2.7
P3A3	0.74	0.6	-46.9	2.6
P3A4	1.02	0.5	0.0	0.9
P3A7	-0.40	0.6	-45.3	1.3
P3A10	-0.22	0.6	0.0	0.0
P4A1	0.00	0.8	-21.9	1.9
P4A2	-1.39	0.8	-22.7	2.1
P4A5	-1.70	0.7	-24.7	1.8
P4A10	-2.07	0.9		
P5A6	-0.68	0.9	82.2	2.2
P5A9	-2.41	1.2	-23.2	2.1

4.3.1.1. Descripción de Perfiles

4.3.1.1.1. Perfil 1

El perfil 1 se localiza en el extremo norte de la zona de estudio, tiene una longitud aproximada de 4.2 km (figura 3-19) y está constituido por los vértices P2A9, P2A10, P2A11 y P2A12. Los valores obtenidos en la campaña de gravimetría (figura 4-20 A) y GPS (Figura 4-20 B) difieren de los rangos mostrados en metros de escala medidos, pudiendo ser resultado a que la componente vertical (z) de GPS aún tiene deficiencias en la precisión relacionadas con el tiempo de observación, aunque también no se descartan errores en la medición de la altura de la antena.

Considerando como punto de referencia el banco P2A10 se observa que las tendencias en ambos perfiles indican un ligero levantamiento del banco P2A9. En tanto que los bancos P2A11 y P2A12

experimentan subsidencia al este de la FI, observándose que esta aumenta en las cercanías a la FI (banco P2A11) y disminuyendo conforme se aleja de la misma (P2A12).

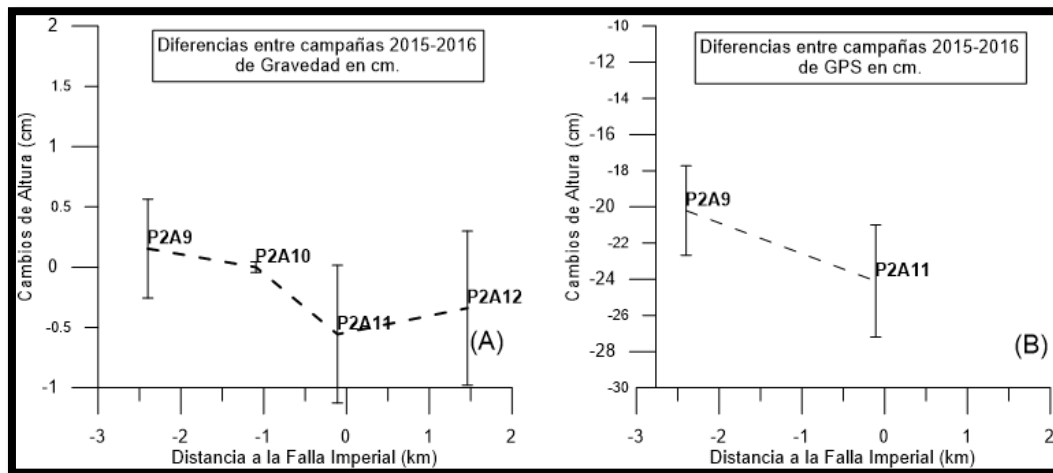


Figura 4-20. Cambios temporales de gravedad convertidos a centímetros (A) y altura elipsoidal (B) en vértices a lo largo del **Perfil 1**, relativos al vértice P2A10, período 2015 a 2016.

4.3.1.1.2. Perfil 2

El perfil 2, constituido por las estaciones P2A4, P2A5, P2A6 y P2A8, tiene una longitud de 5.5 km (Figura 3-19). Las tendencias observadas en el perfil 2 son relativamente diferentes entre lo estimado con gravimetría y GPS. En gravimetría (figura 4-21 A) existe un levantamiento (0.4 ± 0.4 a 0.7 ± 0.5 cm) hacia el oeste de la FI en los bancos P2A4 y P2A5, P2A6 se observa relativamente estable con cambios de -0.9 ± 0.6 cm y aproximadamente a 4 km al este del trazo de la FI (P2A8), se observa un levantamiento de 0.62 ± 0.6 cm (figura 4-21).

En el perfil de GPS (figura 4-21 B) la tendencia es de subsidencia de oeste a este (P2A4 a P2A6) y entre P2A6 y P2A8 el desplazamiento se mantiene relativamente sin cambios (-0.2 ± 2.5 a -24.1 ± 3.1 cm).

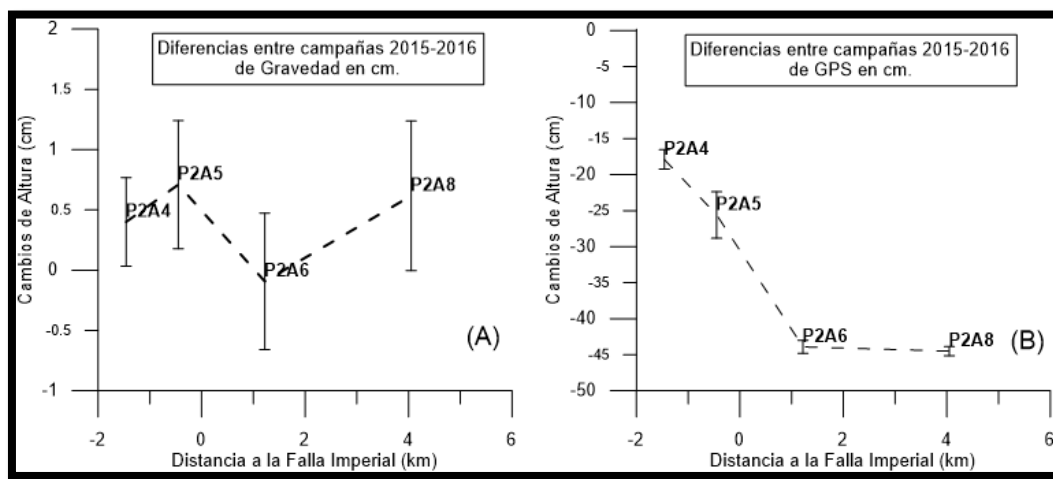


Figura 4-21. Cambios temporales de gravedad convertida a centímetros (A) y de altura elipsoidal (b) en vértices del **Perfil 2**, relativos al vértice P2A10, período 2015- 2016.

4.3.1.1.3. Perfil 3

El perfil 3, constituido por las estaciones P3A2, P3A3, P3A4, P3A7 y P3A10, tiene una longitud aproximada de 12 km (figura 3-19), los bancos que conforman el perfil gravimétrico llevan una tendencia hacia un levantamiento de P3A2 a P3A4 que corresponde a la zona oeste de la FI (figura 4-36 A). Después de P3A4 la tendencia es hundimiento de la menos 1.25 cm hasta P3A7, posteriormente al este de la FI (P3A7 a P3A10) se estima un levantamiento de 0.18 cm.

Por otra parte, en el perfil de diferencias de alturas elipsoidales (figura 4-22 B) el banco P3A2 tiene un levantamiento que contrasta con el resultado de gravimetría en este mismo banco. En tanto, que los bancos P3A3 y P3A7 presentan una subsidencia de -46.9 ± 2.6 cm a -45.3 ± 1.3 cm respecto del banco P2A10.

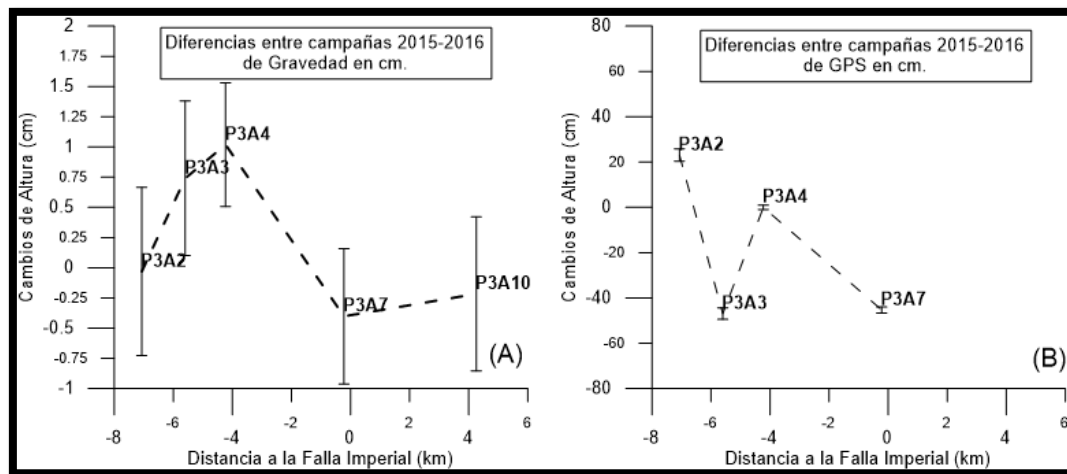


Figura 4-22. Cambios temporales de gravedad convertidos a centímetros (a) y altura elipsoidal (B) del **Perfil 3**, relativos al vértice P2A10, período de 2015- 2016.

4.3.1.1.4. Perfil 4

El perfil 4, constituido por los bancos P4A1, P4A2, P4A5 y P4A10, tiene una longitud de aproximadamente 13 km (figura 3-19). Los resultados obtenidos con microgravimetría (figura 4-23 A), muestran una tendencia general de desplazamiento vertical negativo de los vértices P4A2 y P4A5 respecto de P4A1, esto se interpreta como un hundimiento en dirección hacia la FI.

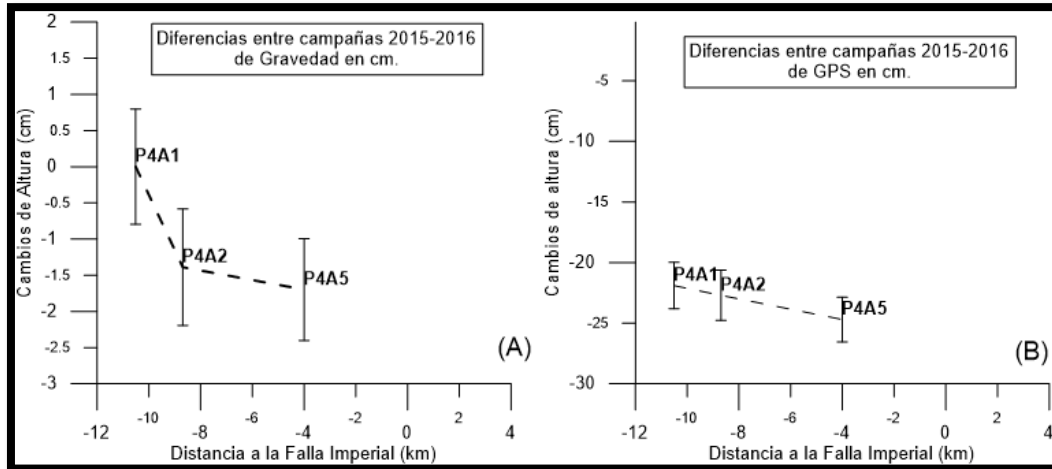


Figura 4-23. Cambios temporales de gravedad convertidos a centímetros (a) y altura elipsoidal (b) en vértices del **Perfil 4**, período 2015- 2016.

En general los resultados muestran la misma tendencia que se viene observando en perfiles anteriores con tendencias a la subsidencia hacia la FI. El desplazamiento vertical en el perfil 4 es de al menos 2 cm según los datos gravimétricos, en tanto que con las observaciones GPS se estima un cambio de elevación de 2.8 cm, en los mismos bancos (tabla 4-28).

4.3.1.1.5. Perfil 5

El perfil 5, con una longitud aproximada de 5 km se compone de dos estaciones (P5A6 y P5A9) que se encuentra al extremo sur del área de estudio (figura 3-19). Tanto el perfil de diferencias de alturas derivadas con gravimetría (figura 4-24 A) como el de diferencias de alturas elipsoidales (figura 4-24 B) indican hundimiento al Este de la FI (vértice P5A9). Con magnitudes de 2.4 ± 1.2 cm y $23.2 \pm$ cm, respectivamente.

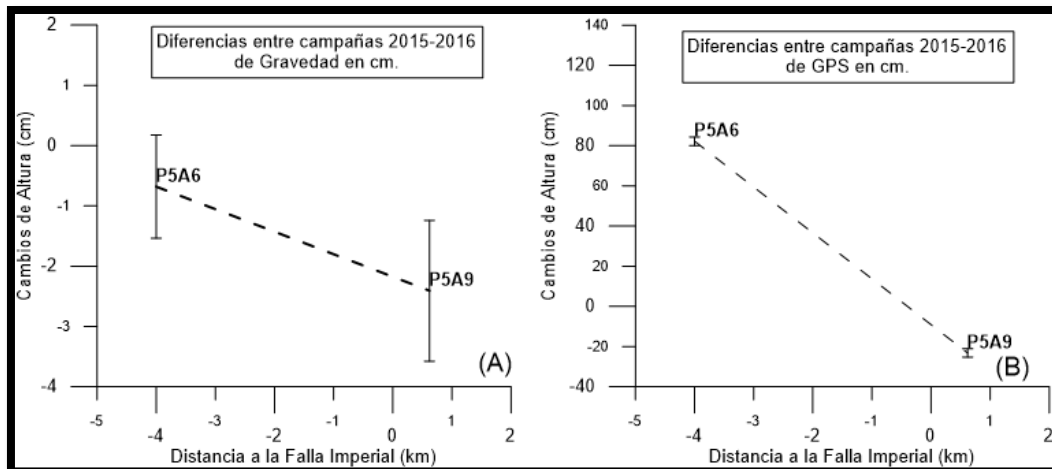


Figura 4-24. Cambios temporales de gravedad convertidos a centímetros (A) y altura elipsoidal (B) en vértices del **Perfil 5**, relativos al banco P2A10, período de 2015- 2016.

4.3.2. Análisis de Deformación Horizontal

Por otra parte, para el análisis de deformación horizontal los resultados son obtenidos de las diferencias entre las tablas 4-16, 4-20 y 4-25 que corresponden a las coordenadas finales para las campañas 2014, 2015 y 2016 (Tabla 4-29) y figuras 4-25, 4-26 y 4-27.

Tabla 4-29. Cambios temporales de posición horizontales estimados en las campañas GPS. “D” es desplazamiento en cm, FI es Falla Imperial.

Diferencias 2014 a 2015				Diferencias 2015 a 2016				Diferencias 2014 a 2016			
Estación	D (cm)	Error (cm)	Dist. FI (km)	Estación	D (cm)	Error (cm)	Dist. FI (km)	Estación	D (cm)	Error (cm)	Dist. FI (km)
P2A9	1.3	0.8	-4.36	P2A9	2.1	0.8	-4.36	P2A9	3.2	0.9	-4.36
P2A10	0.9	0.6	-2.97	P2A10	1.4	0.6	-2.97	P2A10	1.7	0.3	-2.97
P2A11	0.6	0.4	-2.03	P2A11	1.9	0.8	-2.03	P2A11	2.5	0.8	-2.03
P2A5	1.7	0.7	-2.28	P2A5	0.4	0.9	-2.28	P2A12	0.5	0.4	-0.43
P2A6	1.1	0.3	-0.62	P2A8	1.0	0.2	2.16	P2A5	1.9	1.0	-2.28
P3A5	1.2	0.6	-4.25	P3A2	1.3	0.8	-7.14	P2A6	1.5	0.3	-0.62
P3A7	0.4	0.3	-2.00	P3A3	1.2	0.7	-5.70	P3A4	0.8	0.5	-4.27
P3A10	0.6	0.5	4.26	P3A7	0.3	0.4	-2.00	P3A7	0.5	0.3	-2.00
				P4A1	1.3	0.6	-10.73				
				P4A5	0.7	0.4	4.08				
				P4A10	1.5	0.5	2.92				

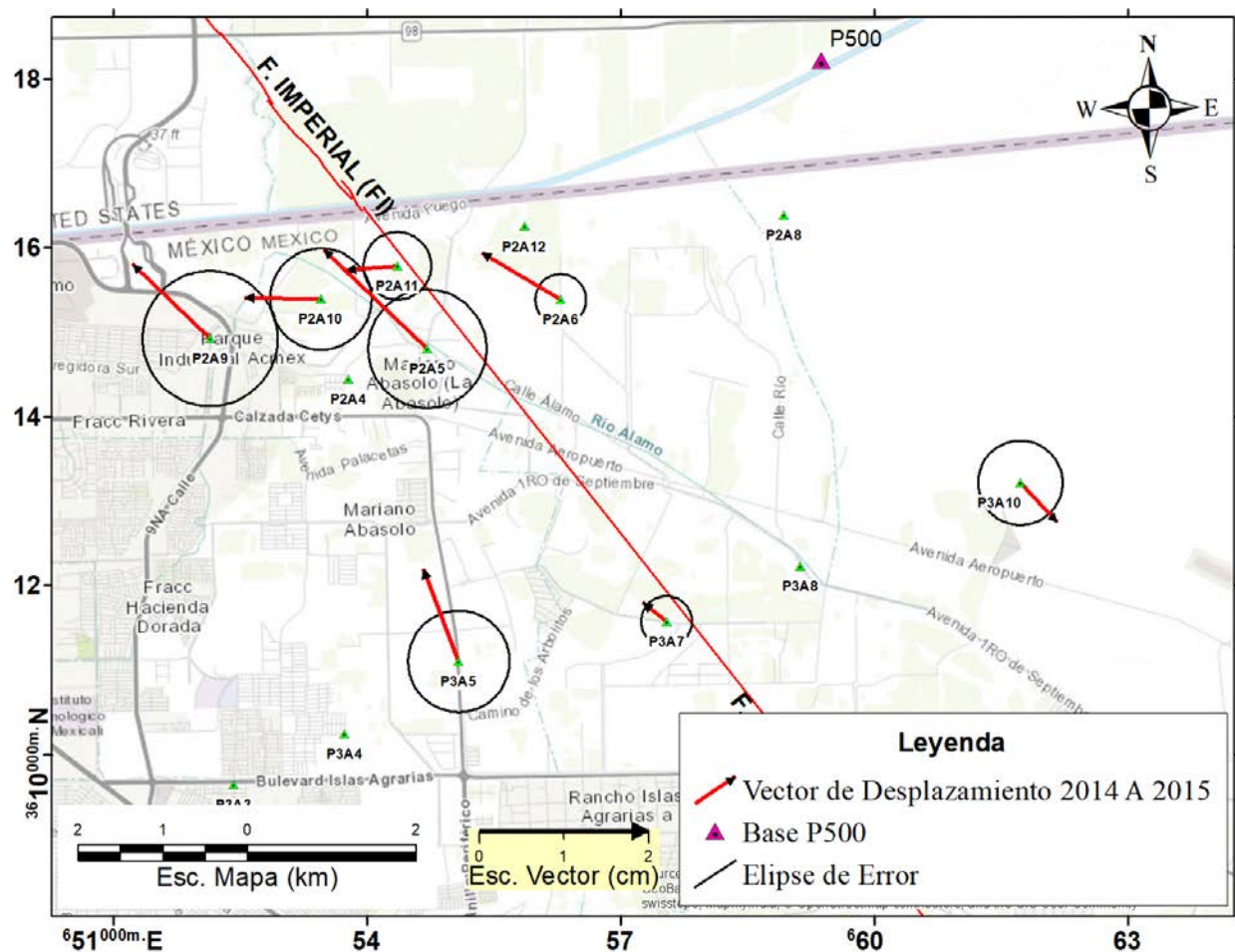


Figura 4-25. Vectores de desplazamiento para el período 2014- 2015, estimados a partir de observaciones GPS. Las elipses de error son dibujadas a un nivel de confianza del 95%. Todas las mediciones son relativas al vértice P500. Línea continua representa el trazo superficial de la Falla Imperial.

Los vectores de desplazamiento de 8 sitios correspondientes al período 2014- 2015 (figura 4-39), muestran en general una orientación hacia el noroeste- sureste, reflejando el patrón de deformación regional conocido. Siendo el vértice P2A5 el que presenta el máximo desplazamiento (1.7 ± 0.7 cm). Se observa que los vectores lejanos a la FI de margen izquierda que corresponden a P2A9 y P3A5 presentan un desplazamiento de 1.3 ± 0.8 cm y 1.2 ± 0.6 cm, respectivamente. En tanto que el vector del banco P3A10, en margen derecha respecto de la traza de la FI se obtuvo 0.6 ± 0.5 cm de deformación hacia el sureste. En cuanto a los vértices cercanos a la falla (<2.5 km) se observan magnitudes que varían entre 1.1 ± 0.6 cm (banco P2A6) a 0.6 ± 0.4 cm, esta última encontrada en el banco P2A11, ambos con movimientos hacia el noroeste.

Entonces, el desplazamiento del bloque oeste total se obtiene de fijar el lado oriente de la FI, esto es $P3A10 = 0$ (cero), por lo tanto, los bancos del lado poniente se les suma el valor de la estación P3a10 que es igual a 0.6 cm y se obtiene un vector de desplazamiento medio de 1.84 cm con azimut promedio $N54^\circ W$ (Datos de tabla 4-29 y los azimuts calculados de la figura 4-39).

Siguiendo con el análisis de la deformación horizontal se presenta el mapa de vectores obtenidos de 11 sitios de la campaña 2015 a 2016.

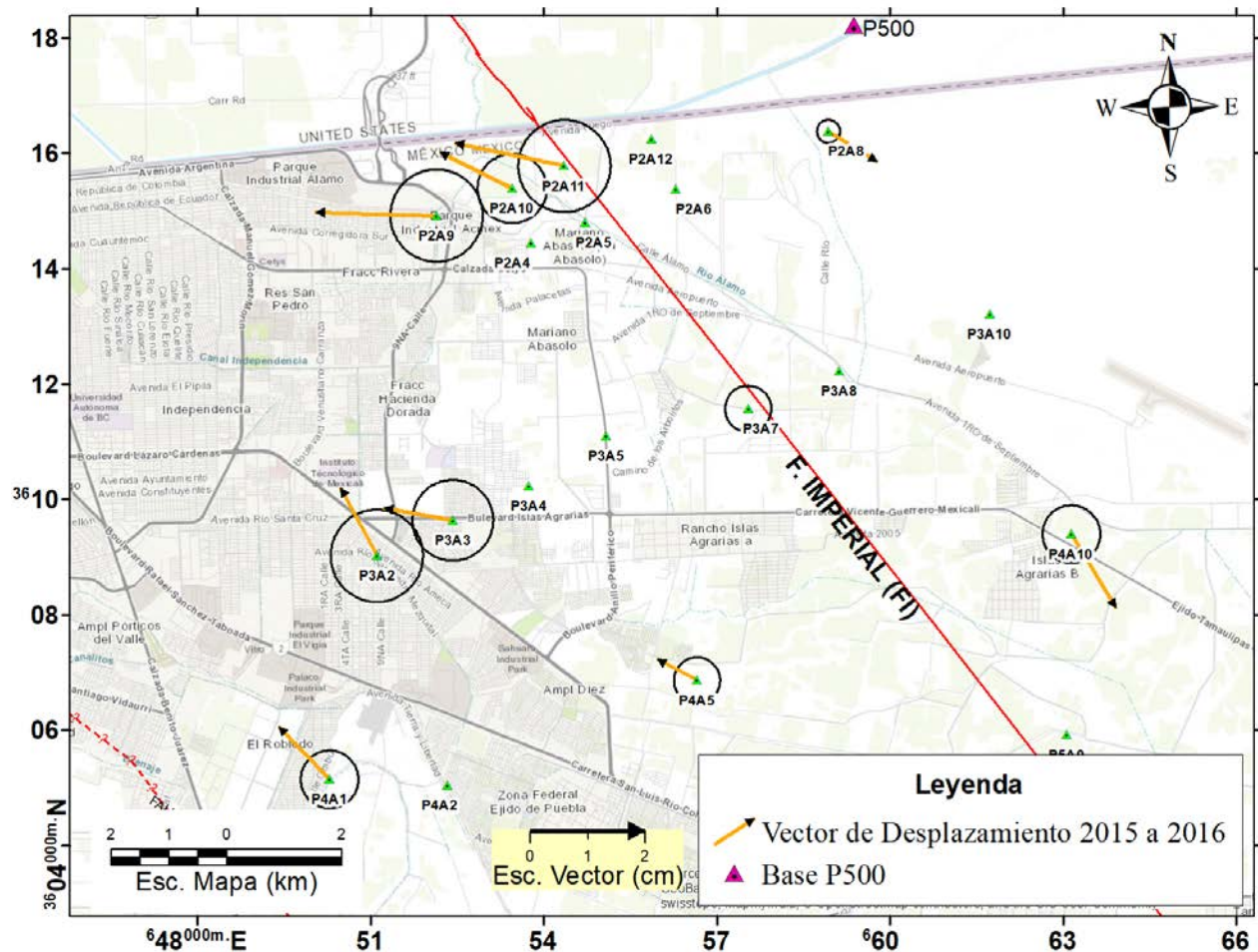


Figura 4-26. Vectores de desplazamiento para el período 2015-2016 (6 meses), estimados a partir de observaciones GPS. Las elipses de error son dibujadas a un nivel de confianza del 95 %. Todas las mediciones son relativas al vértice P500.

Los vectores de desplazamiento del período 2015 a 2016 (figura 4-26), muestran un movimiento hacia el noroeste- sureste, aunque más cargado al oeste en algunos casos (P2A9 y P3A3). Los desplazamientos mayores se presentan en los bancos P2A9 (2.1 ± 0.8 cm) y P2A11 (1.9 ± 0.8 cm). Las mínimas magnitudes se localizan en los vértices P2A5 (0.45 ± 0.9 cm) y P3A7 (0.3 ± 0.4 cm), tomando en cuenta las elipses de error obtenidos para cada vértice estos últimos valores son estadísticamente no significativas. Manteniendo el lado oriente de la falla fijo (P3A10=0, P2A8=0, entonces a los bancos del lado poniente se les suma el valor P4A10+ P2A8 que es igual a 2.5 cm) se obtiene un vector de desplazamiento medio de 3.84 cm con azimut promedio N58°W.

Finalmente, el último período mostrado corresponde a los vectores de desplazamiento del período 2014 a 2016 (figura 4-27) que muestran una dirección de deformación de sureste a noroeste. Los desplazamientos de menor magnitud se presentan en los bancos P2A12 (0.5 ± 0.4 cm) y P3A7 (0.5 ± 0.3 cm), en tanto que los de mayor magnitud (>2 cm) se estimaron en los vértices P2A9 ($3.2 \pm$

0.9 cm) y P2A11 (2.5 ± 0.8 cm), en el resto de los bancos la deformación estadísticamente significativa se obtuvo en los vértices P2A10 (1.7 ± 0.3 cm) y P2A6 (1.5 ± 0.3 cm), localizados en el extremo norte de la zona de estudio. Para este periodo se obtiene un vector de desplazamiento medio de 1.58 cm con azimut promedio N78°W.

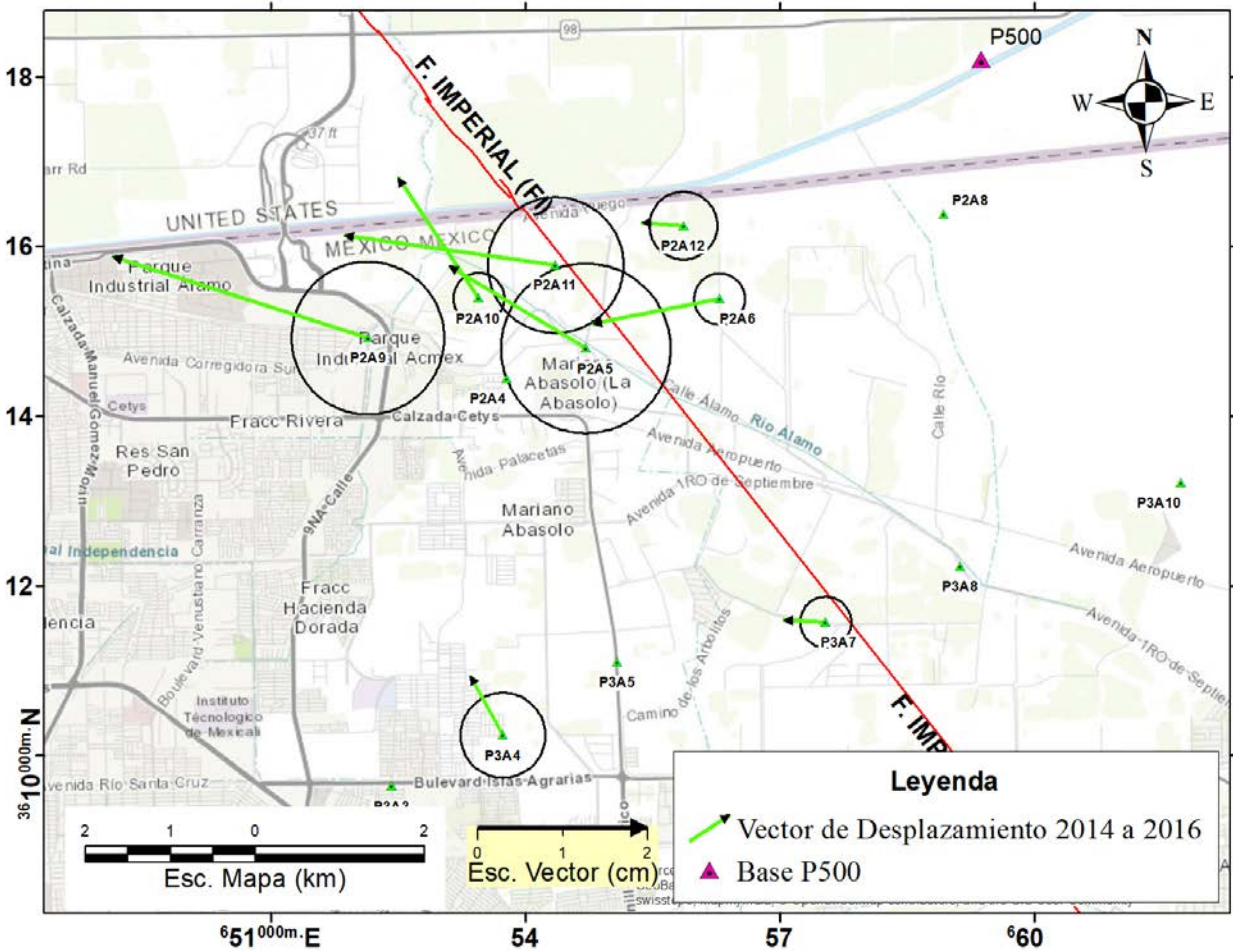


Figura 4-27. Vectores de desplazamiento para el período 2014- 2016, estimados a partir de observaciones GPS. Las elipses de error son dibujadas a un nivel de confianza del 95%. Todas las mediciones son relativas al vértice P500.

Los desplazamientos horizontales superficiales resultantes en los 3 periodos analizados son consistentes con el deslizamiento (deformación) lateral derecho de la FI. Y la magnitud de los desplazamientos medios observados en los periodos de 2014-2016 es de 1.58 cm/año y 2014-2015 (1.84 cm/año), están en el rango de valores reportados para la falla (1.5-2.0 cm) dentro del área de estudio (Petersen *et al.*, 1994). El azimut de los desplazamientos medios de estos periodos es en promedio de N60°W están por arriba del azimut (N32°W) del trazo superficial de la falla.

Para obtener las velocidades de desplazamiento del área se analizaron las componentes horizontales (Este y Norte) de los vértices P2A9, P2A10, P2A11, P2A5 y P3A7 (tablas 4-16, 4-20 y 4-25) que cumplieron con el requisito de 3 épocas de observación (figura 4-28 y 4-29).

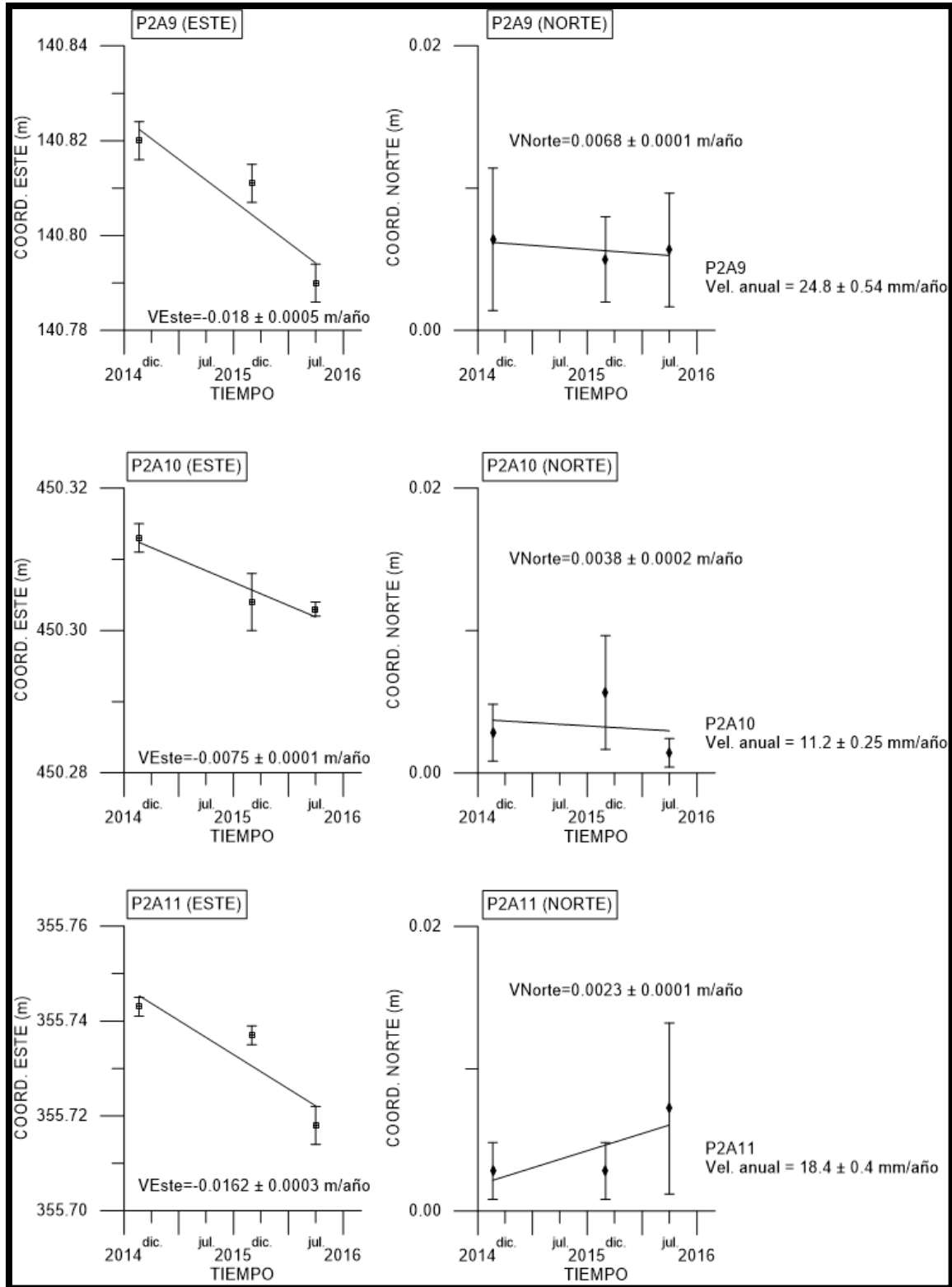


Figura 4-28. Gráficas de velocidad estimada de las componentes de desplazamiento Este y Norte de los vértices P2A9, P2A10 y P2A11. Izquierda componente Este, centro componente Norte, derecha velocidad horizontal anual resultante de la regresión lineal ponderada.

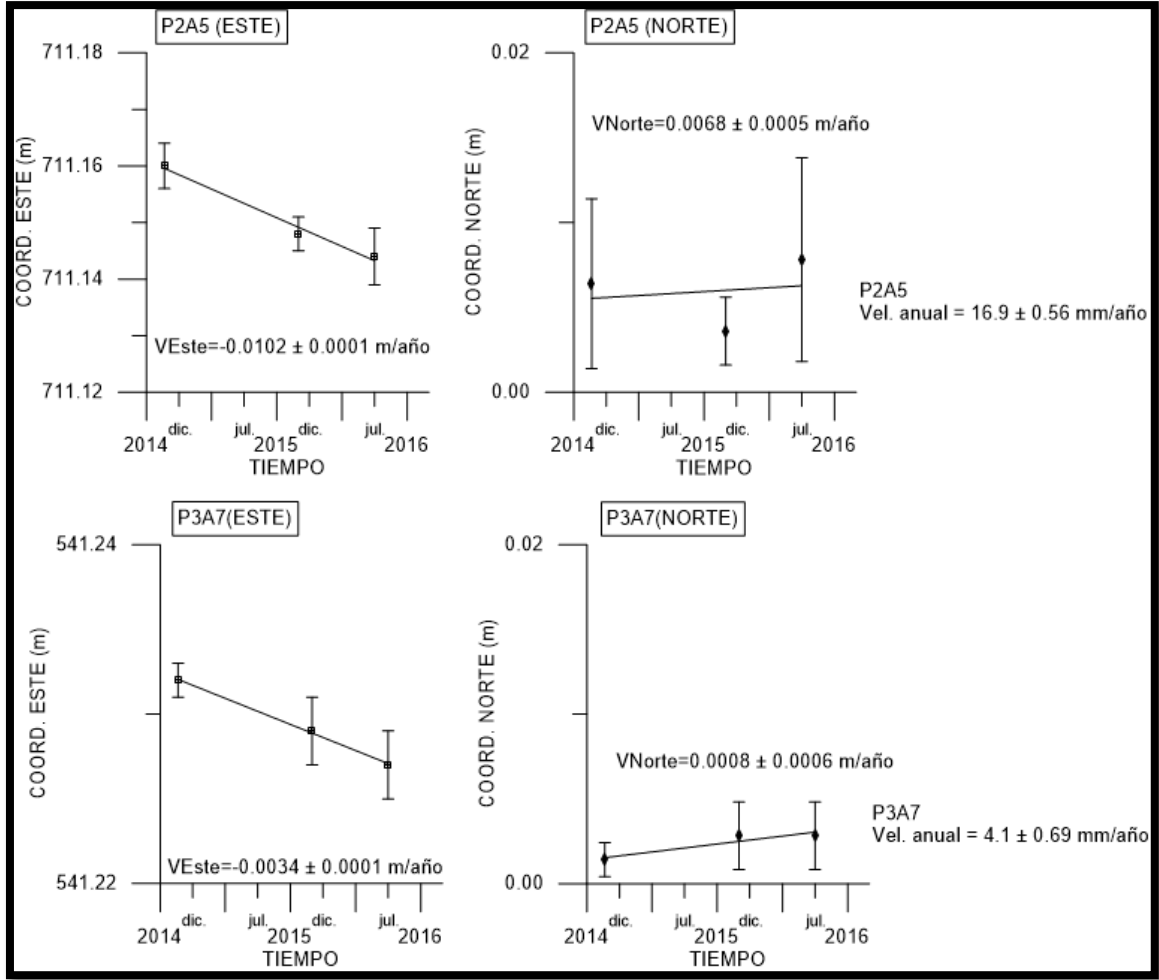


Figura 4-29. Gráficas de velocidad estimada de las componentes de desplazamiento Este y Norte de los vértices P2A11, P2A5 y P3A7. Izquierda componente Este, centro componente Norte, derecha velocidad horizontal anual resultante de regresión lineal ponderada.

Sustituyendo la velocidad anual promedio (46 mm/año) y profundidad de bloqueo estimada para la FI (5.6 ± 3 km) en la ecuación 2-1 se tiene que:

$$D(x) = -\frac{46 \left(\frac{mm}{año}\right)}{\pi} \tan^{-1} \left(\frac{Distancia a la FI en km}{5.6 \pm 3 km} \right)$$

Finalmente, las velocidades de los bancos P2a9, P2a10, P2A11, P2A5 y P3a7 (Figuras 4-28, 4-29 y tabla 4-30) se proyectan en el modelo obtenido de la sustitución de la anterior ecuación (figura 4-30).

Tabla 4-30. Velocidades promedio calculadas en bancos con observaciones en los 3 períodos. D. E. desviación estándar en mm por año; FI distancia de los bancos al trazo conocido en superficie de la Falla Imperial.

Banco	Velocidad Anual (mm/año)	D. E. $\pm$ (mm/año)	Distancia FI (Km)
P2A9	24.8	0.54	-4.36
P2A10	11.2	0.25	-2.97
P2A11	18.4	0.40	-2.03
P2A5	16.9	0.56	-2.28
P3A7	4.1	0.69	-2.00

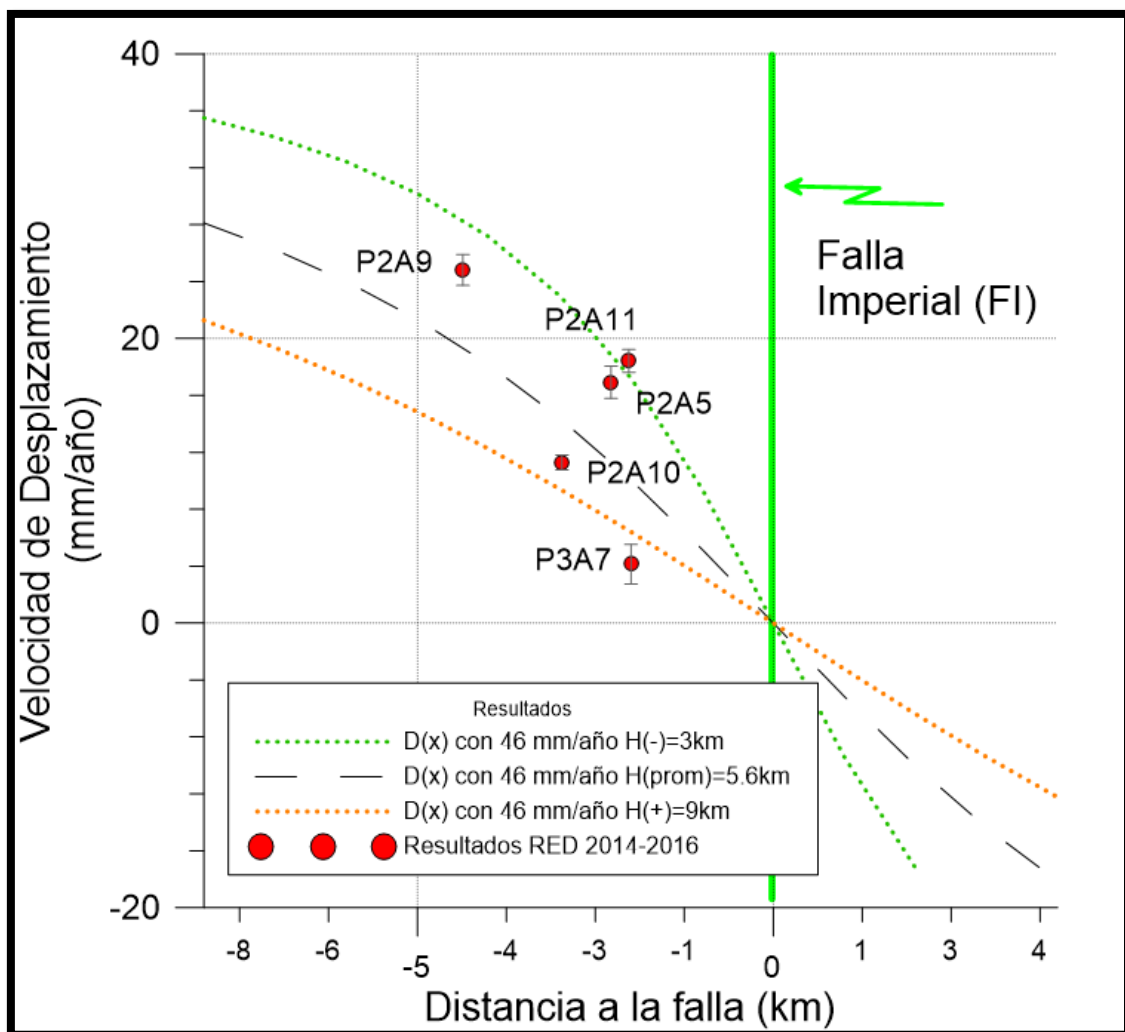


Figura 4-30. Modelo de velocidad de desplazamiento horizontal superficial de la FI para diferentes profundidades de bloqueo (líneas punteadas de colores) asumiendo una velocidad de desplazamiento lejana de 46 mm/año; puntos de color rojo corresponde a la velocidad promedio anual estimada (tabla 4-30) de los bancos (proyectados en el modelo); desviación estándar líneas de color gris.

Se observa, como es de esperarse, que la velocidad de los bancos se incrementa conforme se alejan de la FI. Sin embargo, no es posible discernir la profundidad de bloqueo, ya que los datos observados abarcan las diferencias entre los datos de los 3 modelos con diferente profundidad de bloqueo. Por ejemplo, los bancos P2A9 (24.8 ± 0.5 mm/año), P2A11 (11.2 ± 0.3 mm/año) y P2A5 (16.9 ± 0.5 mm/año) que presentan mayor velocidad ajustan con el modelo de profundidad de bloqueo de 3 km. En tanto que el banco P2A10 con una velocidad de 11.2 ± 0.25 mm/año se localiza entre las curvas de los modelos con 5.6 y 9 km de profundidad de bloqueo. Y el banco P3A7 con una velocidad de 4.1 ± 0.007 mm/año, se localiza fuera del rango de los modelos, posiblemente debido a errores de observación, procesamiento o ajuste para el período estimado.

En general, se puede decir que los datos caen dentro del rango de los modelos de desplazamiento horizontal para la FI consistentes con parámetros de Lyons *et al.* (2002) y Lisowski *et al.* (1991).

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

5.1.Conclusiones

Del monitoreo gravimétrico y GPS durante 2014 a 2016 de la RGFI, se deduce las siguientes conclusiones:

1. Para alcanzar los niveles de precisión requeridos ($< 20 \mu\text{Gal}$), el análisis de la deformación vertical se debe realizar en conjunto con el análisis de fiabilidad interna y externa; con la finalidad de identificar errores graves (*outliers*) y cuantificar su impacto en los parámetros ajustados.
2. Se estableció una metodología de procesamiento de redes GPS, a partir del programa Trimble Business Center.
3. La corrección por cambios atmosféricos no es necesaria, ya que las variaciones de presión registradas durante los levantamientos gravimétricos caen dentro de los límites de tolerancia de la observación de esta técnica ($< 20 \mu\text{Gal}$).
4. Resultados del procesamiento y ajuste por mínimos cuadrados constreñido de datos de observaciones GPS y gravimétricas, sugieren deformaciones verticales asísmicas a lo largo del segmento centro- sur de la FI.
5. En los períodos de 2014- 2015 y 2014- 2016 los vértices de la red presentan desplazamientos horizontales relativos medios de 1.84 cm y 1.58 cm, respectivamente. Y azimuts medios en dirección N54°W y N78°W, consistentes con el desplazamiento lateral derecho de la FI.
6. De la modelación unidimensional de los desplazamientos horizontales del terreno, se infiere para el sector central- norte una velocidad de deslizamientos promedio de 46 mm/año y profundidad de 5.6 ± 3 km a la zona de bloqueo o deslizamientos (*Creep*).
7. Se identificaron cambios de altura negativos significativos en los bancos P4A5 (-1.7 ± 0.7 cm), P4A10 (-2.1 ± 0.9 cm) y P5A9 (-2.4 ± 1.2 cm). Hundimientos que podría correlacionarse con estructuras ocultas (fallas) que aún no han tenido expresión en superficie. Sin embargo, se sabe que este fenómeno de subsidencia del terreno en el Valle de Mexicali se puede generar por actividades antropogénicas, tales como la extracción de fluidos geotérmicos como se mencionan en los trabajos de Ramírez-Hernández *et al.* (1999), Sarychikhina *et al.* (2010) y Sarychikhina *et al.* (2011).

5.2. Recomendaciones.

1. Continuar con el monitoreo gravimétrico y observaciones GPS, al menos cada **dos años**, para caracterizar con más detalle el movimiento asísmico del sector central y sur de la zona de estudio entorno a la falla Imperial.
2. Reponer los **vértices destruidos e inhabilitados** y aumentar su número. Para las nuevas ubicaciones de bancos de la RGFI es importante realizar un estudio de ruido cultural con el fin de asegurar las mejores condiciones para mediciones futuras.
3. Incorporar más estaciones GPS (con sesiones de al menos 8 a 10 horas), cuando las condiciones de seguridad lo permitan y **agregar estaciones GPS de monitoreo continuo** cercanas al área de estudio.
4. En gravimetría: establecer **vértices de referencia** en el área de estudio, con el fin de establecer puntos de control para futuras calibraciones entre gravímetros o entre campañas.
5. Es importante la integración geológica, geofísica y geodésica con la finalidad de establecer pronósticos sísmicos confiables.
6. Respecto a lo social es importante campañas de difusión de los posibles riesgos y peligros que conlleva el desplazamiento de fallas tectónicamente activas como lo es la FI y otras que se conocen cercanas a la Ciudad de Mexicali y su Valle. En este mismo sentido es indispensable considerar políticas eficientes de crecimiento de las nuevas zonas urbanas e industriales.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allis, R., Bromley, C., & Currie, S. (2009). Update on subsidence at the Wairakei–Tauhara geothermal system, New Zealand. *Geothermics*, 38(1), 169-180. doi: 10.1016/j.geothermics.2008.12.006
- Amiri-Simkooei, A. (2007). *Least-squares variance component estimation: theory and GPS applications*: TU Delft, Delft University of Technology.
- Astrid-Moreno, J. (2016). *Ajuste matemático y análisis de un sistema altimétrico para la caracterización de deformaciones superficiales, caso particular: falla geológica activa Imperial, Mexicali, B. C.* (Licenciatura), Universidad Autónoma de Sinaloa, Culiacán, Sinaloa.
- Astrid-Moreno, J., & Espinosa Cardaña, J. M. (2014). Riesgo Geológico en el Sector Oriente de la Ciudad de Mexicali, B. C., Falla Imperial (C. d. l. Tierra, Trans.) *Ingeniería Geodésica*. Programa Delfín: UAS- CICESE.
- Baarda, W. (1968). A testing procedure for use in geodetic networks. *Delft, Kanaalweg 4, Rijkscommissie voor Geodesie*, 1968., 1.
- Bennett, R. A., Rodi, W., & Reilinger, R. E. (1996). Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 101(B10), 21943. doi: 10.1029/96jb02488
- Berné-Valero, J. L., Baselga-Moreno, S., & Anquela-Julián, A. B. (2003). Microgeodesia y redes locales de alta precisión: RedTop, una solución informática. *Topografía y cartografía: Revista del Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía*, 20(115), 16-27.
- Bonvalot, S., Diamant, M., & Gabalda, G. (1998). Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones. *Geophysical Journal International*, 135(2), 470-494. doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00653.x
- Brinker, R. C., & Minnick, R. (2012). *The surveying handbook*: Springer Science & Business Media.
- Brown, G. C., Rymer, H., & Stevenson, D. (1991). Volcano monitoring by microgravity and energy budget analysis. *Journal of the Geological Society*, 148, 585-593. doi: 10.1144/gsjgs.148.3.0585
- Carbone, D., Currenti, G., & Del Negro, C. (2007). Elastic model for the gravity and elevation changes before the 2001 eruption of Etna volcano. *Bulletin of Volcanology*, 69(5), 553-562. doi: 10.1007/s00445-006-0090-5
- Carbone, D., & Greco, F. (2007). Review of microgravity observations at Mt. Etna: A powerful tool to monitor and study active volcanoes. *Pure and Applied Geophysics*, 164(4), 769-790. doi: 10.1007/s00024-007-0194-7
- Carnec, C., & Fabriol, H. (1999). Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, using SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 26(9), 1211-1211. doi: 10.1029/1999GL900062
- Castle, R. O., Alt, J. N., Savage, J. C., & Balazs, E. I. (1974). Elevation changes preceding the San Fernando earthquake of February 9, 1971. *Geology*, 2(2), 61-66. doi: 10.1130@0091-7613(1974)2_61_ECPTSF_2.0.CO;2
- Castle, R. O., Church, J. P., Elliott, M. R., & Morrison, N. L. (1975). Vertical crustal movements preceding and accompanying the San Fernando earthquake of February 9, 1971: A summary. *Tectonophysics*, 29(1), 127-140. doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90138-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90138-9)
- Chakraborty, P. K., & Lahiri, A. K. (2008). Microgravity monitoring in Sikkim-Darjeeling Himalaya - an area of potential seismic hazard. *Himalayan Geology*, 29(2), 161-169. doi: <Go to ISI>://WOS:000257696200007
- Chanes, J. J. (2012). *Características estructurales y sismoestratigráficas en un sector del delta del Río Colorado, noroeste de México, a partir de sísmica de reflexión*. (Maestro), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Revisada de <http://biblioteca.cicese.mx/catalogos/tesis/ficha.php?id=18885> Disponible en Biblioteca del CICESE Pelicano database.
- Chávez, D., González, J., Reyes, A., Medina, M., Duarte, C., Brune, F., . . . Johnson, C. (1982). Main-shock location and magnitude determination using combined U.S. and Mexican data. In G. Survey (Ed.), (doi: <https://books.google.com.mx/books?id=2r9RAQAAMAAJ>): U.S. Government Printing Office.
- de Zeeuw-van Dalfsen, E., Rymer, H., Williams-Jones, G., Sturkell, E., & Sigmundsson, F. (2006). Integration of microgravity and geodetic data to constrain shallow system mass changes at Krafla Volcano, N Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 68(5), 420-431. doi: 10.1007/s0445-005-0018-5
- Ellsworth, W., Lindh, A., Prescott, W., & Herd, D. (1981). The 1906 San Francisco earthquake and the seismic cycle. *Earthquake Prediction*, 126-140.
- Espinal-Zapata, L. M. (2015). *Estudio de los efectos troposféricos en la precisión de mediciones GPS en el suroccidente colombiano*. (Licenciatura), Universidad del Valle, Santiago de Cali.
- Espinosa-Cardaña, J., Trejo-Soto, M., Ramírez-Hernández, J., & González-Bojórquez, G. (2014). Primera campaña de mediciones gravimétricas del polígono geodinámico de la falla Imperial.

- Fedotov, S. (1968). On the seismic cycle, feasibility of quantitative seismic zoning and long-term seismic prediction. *Seismic Zoning of the USSR*, 121-150.
- Fletcher, J. M. (2014). Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor–Cucapah (Mexico) Mw 7.2 earthquake. *Geosphere*, 10(4), 797. doi: 10.1130/ges00933.1
- Fletcher, J. M., & Spelz, R. M. (2009). Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge? *Geosphere*, 5(4), 385-407. doi: 10.1130/ges00206.1
- Gabalda, G., & Bonvalot, S. (2016). CG5 TOOL Programa Interactivo de Tratamiento de Datos Gravimétricos CG3/CG5 (Version 201603).
- Gabalda, G., Bonvalot, S., & Hipkin, R. (2003). CG3TOOL: an interactive computer program to process Scintrex CG-3/3M gravity data for high-resolution applications. *Computers & Geosciences*, 29(2), 155-171. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00114-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00114-0)
- Gabtni, H., Zenatti, B. C., Jallouli, C., Mickus, K. L., & Bedir, M. (2010). The crustal structure of the Sahel Basin (eastern Tunisia) determined from gravity and geothermal gradients: implications for petroleum exploration. *Arabian Journal of Geosciences*, 4(3-4), 507-516. doi: 10.1007/s12517-010-0151-0
- Geomax. (2017). Equipo Geomax. doi: <http://dtm-geomaxmexico.com/>, de <http://dtm-geomaxmexico.com/>
- Gerasimenko, M. D., Shestakov, N. V., & Kato, T. (2000). On optimal geodetic network design for fault-mechanics studies. *Earth Planets and Space*, 52(11), 985-987. doi: 10.1186/BF03352317
- Glowacka, E., González, J., & Fabriol, H. (1999). Recent vertical deformation in Mexicali Valley and its relationship with tectonics, seismicity, and the exploitation of the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 156(4), 591-614. doi: 10.1007/s000240050314
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., & Nava, F. (2005). Subsidence and Stress Change in the Cerro Prieto Geothermal Field, B. C., Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 162(11), 2095-2110. doi: 10.1007/s00024-005-2706-7
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., Suárez, F., Nava, F. A., Farfan, F., De Cossio Batani, G., & Garcia Arthur, M. (2010). *Anthropogenic subsidence in the Mexicali Valley, BC, Mexico, caused by the fluid extraction in the Cerro Prieto geothermal Field and the role of faults*. Paper presented at the Proceedings of the World Geothermal Congress (WGC).
- González-Bojórquez, G. (2017). *Monitoreo Gravimétrico del Sector Central de la Falla Imperial, Mexicali, Baja California: Período 2013-2016*. (Licenciatura), Universidad Autónoma de Sinaloa, Culiacán, Sinaloa.
- Gonzalez-Ortega, A., Fialko, Y., Sandwell, D., Alejandro Nava-Pichardo, F., Fletcher, J., Gonzalez-Garcia, J., . . . Funning, G. (2014). El Mayor-Cucapah (M-w 7.2) earthquake: Early near-field postseismic deformation from InSAR and GPS observations. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 119(2), 1482-1497. doi: 10.1002/2013jb010193
- González, J. (1990). La falla imperial en el Valle de Mexicali. *Revista de Ingeniería Sísmica*(40), 35-46.
- Gonzalez, M., Munguia, L., Vidal, A., Wong, V., & Suarez, F. (2001). Two M-w 4.8 Cerro Prieto, Baja California, Mexico, earthquakes on 1 June and 10 September 1999: Strong-motion observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1456-1470. doi: 10.1785/0120000033
- Hautmann, S., Gottsmann, J., Camacho, A. G., Fournier, N., Sacks, I. S., & Sparks, R. S. J. (2010). Mass variations in response to magmatic stress changes at Soufriere Hills Volcano, Montserrat (WI): Insights from 4-D gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(1-2), 83-89. doi: 10.1016/j.epsl.2009.12.004
- Heiskanen, W. A., & Moritz, H. (1967). Physical geodesy. *Bulletin Géodésique (1946-1975)*, 86(1), 491-492.
- Hernández Flores, A. P. (2015). *Paleosismología del sistema de fallas imbricado en la Sierra Cucapah, Baja California, México*. (Maestría), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Revisada de <http://biblioteca.cicese.mx/catalogos/tesis/ficha.php?id=24190> Disponible en Biblioteca del CICESE Pelicano database.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., & Collins, J. (2001). *Global positioning system: theory and practice* (5a ed., 10.1007/978-3-7091-6199-9): Springer Science & Business Media.
- Hopfield, H. (1969). Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 74(18), 4487-4499.
- Hunt, T. M., Bromley, C. J., Risk, G. F., Sherburn, S., & Soengkono, S. (2009). Geophysical investigations of the Wairakei Field. *Geothermics*, 38(1), 85-97. doi: 10.1016/j.geothermics.2008.11.002
- Hunt, T. M., & Graham, D. J. (2009). Gravity changes in the Tauhara sector of the Wairakei–Tauhara geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 38(1), 108-116. doi: 10.1016/j.geothermics.2008.12.003
- IGS. (2017). International GNSS Service. Website, Revisada 2015, 2016doi: <http://www.igs.org/products>, de <http://www.igs.org/products>

- INEGI. (2015). Censo de Población 2015, Mexicali, B.C., México. Revisada Noviembre, 2017, de <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/bc/poblacion/>
- Jerrett, A. S. (2016). *Paleoseismology of the Imperial Fault at the US-Mexico border, and correlation of regional lake stratigraphy through analysis of oxygen/carbon isotope data*. San Diego State University.
- Jiang, J., & Fialko, Y. (2016). Reconciling seismicity and geodetic locking depths on the Anza section of the San Jacinto fault. *Geophysical Research Letters*, 43(20), 10,663-610,671. doi: 10.1002/2016GL071113
- Jiménez-Martínez, M., Márquez-Mateu, A., Paredes-Asencio, J., & Villar-Cano, M. (2012). Progreso en la práctica del ajuste gaussiano de una red local. Método de Triangulación, Valencia, Real Academia de Cultura Valenciana. *Revista Digital*: www.racv.es/racv/digital.
- Jiménez-Vega, N. (2006). *Software para procesamiento de datos GPS*. (Licenciatura), Universitat Politècnica de Catalunya.
- Johnson, H., & Wyatt, F. (1994). Geodetic network design for fault-mechanics studies. *Manuscripta geodaetica*, 19(5), 309-309.
- Johnson, H. O., Johnson, H. O., Wyatt, F. K., & Wyatt, F. K. (1994). Geodetic network design for fault-mechanics studies. *Manuscripta Geodaetica*, 19, 309--323.
- Jousset, P., Mori, H., & Okada, H. (2003). Elastic models for the magma intrusion associated with the 2000 eruption of Usu Volcano, Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(1-2), 81-106. doi: 10.1016/s0377-0273(03)00090-8
- Kaplan, E., & Hegarty, C. (2005). *Understanding GPS: principles and applications*: Artech house.
- King, N. E., & Thatcher, W. (1998). The coseismic slip distributions of the 1940 and 1979 Imperial Valley, California, earthquakes and their implications. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B8), 18069-18086. doi: 10.1029/98jb00575
- Leick, A., Rapoport, L., & Tatarnikov, D. (2015). *GPS satellite surveying*: John Wiley & Sons.
- Ley-García, J. (2010). *Atlas de Riesgos Naturales y Químicos: Ciudad de Mexicali*. Mexicali, Baja California: Gobierno del Estado Retrieved from http://www.anr.gob.mx/Docs/HABITAT/vr_ATLAS_mexicali.pdf.
- Lira Herrera, H. (2005). Actualización del modelo geológico conceptual del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geothermia*, 18(1), 37-46.
- Lisowski, M., Savage, J. C., & Prescott, W. H. (1991). The velocity field along the San Andreas Fault in central and southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B5), 8369-8389. doi: 10.1029/91JB00199
- Longman, I. M. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 64(12), 2351-2355. doi: 10.1029/JZ064i012p02351
- Lyons, S. N., Bock, Y., & Sandwell, D. T. (2002). Creep along the imperial fault, southern California, from GPS measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B10). doi: 10.1029/2001jb000763
- Matlab. (2015). Plataforma de programación matricial. doi: <https://www.mathworks.com/products/matlab.html>, de <https://www.mathworks.com/products/matlab.html>
- Meltzner, A. J., Rockwell, T. K., & Owen, L. A. (2006). Recent and long-term behavior of the Brawley fault zone, Imperial Valley, California: An escalation in slip rate? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(6), 2304-2328. doi: 10.1785/0120050233
- Mendoza-Garcilazo, L. (2014). *Atlas de riesgos de Baja California: identificación y actualización de peligros*. Retrieved from <http://www.proteccioncivilbc.gob.mx/e-library.html>.
- Merriam, J. (1992). Atmospheric pressure and gravity. *Geophysical Journal International*, 109(3), 488-500.
- Miranda, S., Herrada, A., & Pacino, M. C. (2013). Respuesta instrumental del gravímetro scintrex autograv cg-5 (s/n 40484) en modos continuo y relevamiento. *Geoscientia*, 38, 0-0. doi: http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1852-77442013000100001&nrm=iso
- Niebauer, T. (2007). Gravimetric Methods—Absolute Gravimeter: Instruments Concepts and Implementation-3.03.
- Niell, A. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3227-3246.
- Nishenko, S. P. (1985). Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: a quantitative reappraisal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B5), 3589-3615.
- Nordquist, G. A., Acuna, J., & Stimac, J. (2010). *Precision Gravity Modeling and Interpretation at the Salak Geothermal Field, Indonesia*. Paper presented at the Proceedings World Geothermal Congress 2010.
- Pajares, M. H., Subirana, J. S., & Zornoza, J. M. J. (2001). *Procesado de datos GPS: código y fase: algoritmos, técnicas y habilidades*.

- Pamukcu, O., Gonenc, T., Cirmik, A., Sindirgi, P., Kaftan, I., & Akdemir, O. (2015). Investigation of vertical mass changes in the south of Izmir (Turkey) by monitoring microgravity and GPS/GNSS methods. *Journal of Earth System Science*, 124(1), 137-148. doi: <Go to ISI>://WOS:000350359700011
- Pamukcu, O., Gonenc, T., Uyanik, O., Sozibilir, H., & Cakmak, O. (2014). A microgravity model for the city of A degrees zmir (Western Anatolia) and its tectonic implementations. *Acta Geophysica*, 62(4), 849-871. doi: 10.2478/s11600-014-0203-z
- Pamukcu, O., Gönenc, T., Uyanik, O., Sözbilir, H., & Çakmak, O. (2014). A microgravity model for the city of İzmir (Western Anatolia) and its tectonic implementations. *Acta Geophysica*, 62(4), 849-871. doi: 10.2478/s11600-014-0203-z
- Park, Y. S., Rim, H., & Lim, M. (2007). A Microgravity for Mapping and Monitoring the Subsurface Cavities. [지하 공동 탐지와 모니터링을 위한 고정밀 중력탐사]. *Geophysical Exploration*, 10(4), 383-392. doi: <Go to ISI>://KJD:ART001209812
- Perdiguer, R., Zurutuza'v, J., Ruiz, M., & Sevilla, M. (2008). *Estrategias de cálculo del retardo troposférico y su influencia en procesamiento GPS de alta precisión*
- Petersen, M. D., & Wesnousky, S. G. (1994). Fault slip rates and earthquake histories for active faults in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5), 1608-1649.
- Pevnev, A. (2009). Sobre las grandes causas que no permiten resolver el problema del pronostico sísmico por los métodos de solución inversa (pp. 156-170). San Petersburgo: Universidad Estatal Rusa de Hidrometeorología.
- Poland, M., Burgmann, R., Dzunisin, D., Lisowski, M., Masterlark, T., Owen, S., & Fink, J. (2006). Constraints on the mechanism of long-term, steady subsidence at Medicine Lake volcano, northern California, from GPS, leveling, and InSAR. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3), 55-78. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.07.007
- Pringle, J. K., Styles, P., Howell, C. P., Branston, M. W., Furner, R., & Toon, S. M. (2012). Long-term time-lapse microgravity and geotechnical monitoring of relict salt mines, Marston, Cheshire, U. K. *Geophysics*, 77(6), B287-B294. doi: 10.1190/geo2011-0491.1
- Ramírez-Hernández, J., & Cobo-Rivera, J. M. (1999). Cambios de gravedad inducidos en el campo geotérmico de Cerro Prieto entre 1978 y 1997. *GEOS*, 19(2), 94- 104.
- Ramírez-Ramos, E. E., Vidal-Villegas, A., Gonzalez-Fernandez, A., & Stock, J. M. (2014). A Crustal Velocity Model for the Southern Mexicali Valley, Baja California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 86(1), 181-191. doi: 10.1785/0220140007
- Ramón-Morales, E. (2010). *Determinación directa del geoide en el sector norte de la red geodésica de la ciudad y puerto de Ensenada*. (Maestría), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Revisada de <http://biblioteca.cicese.mx/catalogos/tesis/ficha.php?id=18457> Disponible en Biblioteca del CICESE Pelicano database.
- Reid, H. F. (1910). *The mechanics of the earthquake* (Vol. 2): Carnegie institution of Washington.
- RESNOM. (2015). Red Sísmica del Noroeste de México. Departamento de Sismología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada., Baja California, México, Revisada 01/12/2017, 2017, de <http://resnom.cicese.mx>
- Reudink, R., Klees, R., Francis, O., Kusche, J., Schlesinger, R., Shabanloui, a., . . . Timmen, L. (2014). High tilt susceptibility of the Scintrex CG-5 relative gravimeters. *Journal of Geodesy*, 88(6), 617-622. doi: 10.1007/s00190-014-0705-0
- Rivera-Cabrera, P. (2013). Proceso de Información Geodésica con el Software Trimble Business Center v 2.70. Revisada Noviembre, 2015, de <https://prezi.com/gadxwarq5aip/proceso-con-tbc/>
- Rockwell, T. K., & Klinger, Y. (2013). Surface Rupture and Slip Distribution of the 1940 Imperial Valley Earthquake, Imperial Fault, Southern California: Implications for Rupture Segmentation and Dynamics. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2A), 629-640. doi: 10.1785/0120120192
- Romero-Andrade, R. (2014). *Establecimiento de un sistema geoespacial utilizando métodos geodésicos satelitales en el estudio de campos de deformaciones superficiales sismogénicas*. (Maestría), Universidad Autónoma de Sinaloa, Sinaloa.
- Rymer, H. (1989). A contribution to precision microgravity data-analysis using Lacoste and Romberg gravity meters. *Geophysical Journal-Oxford*, 97(2), 311-322. doi: 10.1111/j.1365-246X.1989.tb00503.x
- Saastamoinen, J. (1971). Int. Symp. on the Use of Artificial Satellite. *Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging of Satellite*. Washington, 247.

- Santos-Jr, G. (2005). *Rede Gravimétrica: Novas perspectivas de ajustamento, análise de qualidade e integração de dados gravimétricos*. Tese de Doutorado, Departamento de Ciências Geodésicas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 165 p.[Links].
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Mellors, R., & Vidal, F. S. (2011). Land subsidence in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, from 1994 to 2005: An integrated analysis of DInSAR, leveling and geological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 204(1–4), 76-90. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.03.004>
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Robles, B., Nava, F. A., & Guzman, M. (2015). Estimation of Seismic and Aseismic Deformation in Mexicali Valley, Baja California, Mexico, in the 2006-2009 Period, Using Precise Leveling, DInSAR, Geotechnical Instruments Data, and Modeling. *Pure and Applied Geophysics*, 172(11), 3139-3162. doi: 10.1007/s00024-015-1067-0
- Sarychikhina, O., Mellors, R., & Glowacka, E. (2010). *Analysis of Spatial and Temporal Evolution of the Ground Deformation in the Cerro Prieto Geothermal Field (Mexicali Valley, BC, Mexico) Using DInSAR and Leveling Data*. Paper presented at the Proceedings World Geothermal Congress 2010.
- Savage, J., & Burford, R. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. *Journal of Geophysical Research*, 78(5), 832-845.
- Scholz, C. H. (1988). Mechanisms of seismic quiescences. *Pure and Applied Geophysics*, 126(2), 701-718. doi: 10.1007/bf00879016
- Scintrex. (1995). CG-3/3M Autograv automated Gravity Meter, Operador Manual.
- Scintrex. (2009). CG-5 Scintrex Autograv System operation manual (Revisión 5 ed.).
- Seigel, H., Brcic, I., & Mistry, P. (1995). A guide to high precision land gravimeter surveys. *Scintrex Limited*, 222.
- Sevilla, M. J. (1986). Formulación de modelos matemáticos en la compensación de redes geodésicas. *IGN-IAG. Cursos y seminarios*(2).
- Sevilla, M. J. (1987). *Colocación mínimos cuadrados*: CSIC-UCM-Instituto de Astronomía y Geodesia (IAG).
- Sevilla, M. J., & Núñez-García del Pozo, A. (1990). Ajuste y análisis estadístico de ondulaciones del geoide obtenidas por métodos astrogeodésicos.
- Smith-Konter, B. R., Sandwell, D. T., & Shearer, P. (2011). Locking depths estimated from geodesy and seismology along the San Andreas Fault System: Implications for seismic moment release. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 116. doi: 10.1029/2010jb008117
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L. M., Ramírez, J., & Glowacka, E. (2008). Shape and Dimensions of the Cerro Prieto Pull-Apart Basin, Mexicali, Baja California, Mexico, Based on the Regional Seismic Record and Surface Structures. *International Geology Review*, 50(7), 636-649. doi: 10.2747/0020-6814.50.7.636
- Suarez-Vidal, F., Munguia-Orozco, L., Gonzalez-Escobar, M., Gonzalez-Garcia, J., & Glowacka, E. (2007). Surface rupture of the Morelia fault near the Cerro Prieto geothermal field, Mexicali, Baja California, Mexico, during the M-w 5.4 earthquake of 24 May 2006. *Seismological Research Letters*, 78(3), 394-399. doi: 10.1785/gssrl.78.3.394
- Sugihara, M., & Ishido, T. (2008). Geothermal reservoir monitoring with a combination of absolute and relative gravimetry. *Geophysics*, 73(6), WA37-WA47. doi: 10.1190/1.2991105
- Sykes, L. R., & Nishenko, S. P. (1984). Probabilities of occurrence of large plate rupturing earthquakes for the San Andreas, San-Jacinto, and Imperial faults, California, 1983-2003. *Journal of Geophysical Research*, 89(NB7), 5905-5927. doi: 10.1029/JB089iB07p05905
- Tavera, H. (1992). El Proceso de Ruptura Sísmica: Barrera oAspereza? *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 83, 61-66.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (Vol. 1): Cambridge university press.
- Thomas, A. P., & Rockwell, T. K. (1996). A 300- to 550-year history of slip on the Imperial fault near the US-Mexico border: Missing slip at the Imperial fault bottleneck. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101(B3), 5987-5997. doi: 10.1029/95jb01547
- Topcon. (2017). Equipo Topcon. doi: <http://global.topcon.com/>, de <http://global.topcon.com/>
- Trejo-Soto, M., Espinosa-Cardena, J. M., Pevnev Kusmish, A., Ramírez-Hernández, J., Lázaro Mancilla, O., Reyes López, J., . . . Lopez L., M. (2011). Monitoreo geodésico de los movimientos del subsuelo como resultado de eventos sísmicos en fallas geológicas activas, caso de estudio: Valle de Mexicali.
- Trimble. (2008). Guía del Usuario TBC v2.0.
- Trimble. (2012). Procesamiento de Trimble HD-GNSS (doi: www.trimble.com). Westminster, Colorado, USA.
- USGS. (2017). Catalogo Sísmico United State Geological Service. USA, Revisada 01/12/2017, 2017, de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

- Warburton, R. J., & Goodkind, J. M. (1977). The influence of barometric-pressure variations on gravity. *Geophysical Journal International*, 48(3), 281-292. doi: 10.1111/j.1365-246X.1977.tb03672.x
- Weertman, J. (1964). Continuum distribution of dislocations on faults with finite friction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(4), 1035-1058. doi: <http://www.bssaonline.org/content/54/4/1035.abstract>
- Wolf, P. R., & Ghilani, C. (1995). Survey Measurement Adjustments by Least Squares *The Surveying Handbook* (pp. 383-413): Springer.

7. ANEXOS

7.1. Bancos de Referencia GPS

Estación Geodésica P500

IGS 08
ALLAMERICNCS2005 (P500), CALIFORNIA

Created on 01May2012 at 09:52:59.

Antenna Reference Point(ARP): ALLAMERICNCS2005 CORS ARP

PID = DN7404

IGS08 POSITION (EPOCH 2005.0)

Computed in Apr 2012 using 12 days of data.

X = -2296231.064 m	latitude = 32 41 24.16722 N
Y = -4857729.667 m	longitude = 115 17 59.74908 W
Z = 3425068.248 m	ellipsoid height = -20.583 m

IGS08 VELOCITY

Predicted with HTDP_3.1.2 Apr 2012.

VX = -0.0172 m/yr	northward = -0.0009 m/yr
VY = 0.0076 m/yr	eastward = -0.0188 m/yr
VZ = -0.0008 m/yr	upward = -0.0000 m/yr

NAD_83 (2011) POSITION (EPOCH 2010.0)

Transformed from IGS08 (epoch 2005.0) position in Apr 2012.

X = -2296230.398 m	latitude = 32 41 24.15390 N
Y = -4857730.975 m	longitude = 115 17 59.70449 W
Z = 3425068.337 m	ellipsoid height = -19.779 m

7.2. Tablas de Vectores de Fiabilidad Externa

Tabla 7-1. Vectores de fiabilidad externa de la red gravimétrica 2015. Subrayados en gris corresponden a los vectores que presentaron mayor impacto en las observaciones.

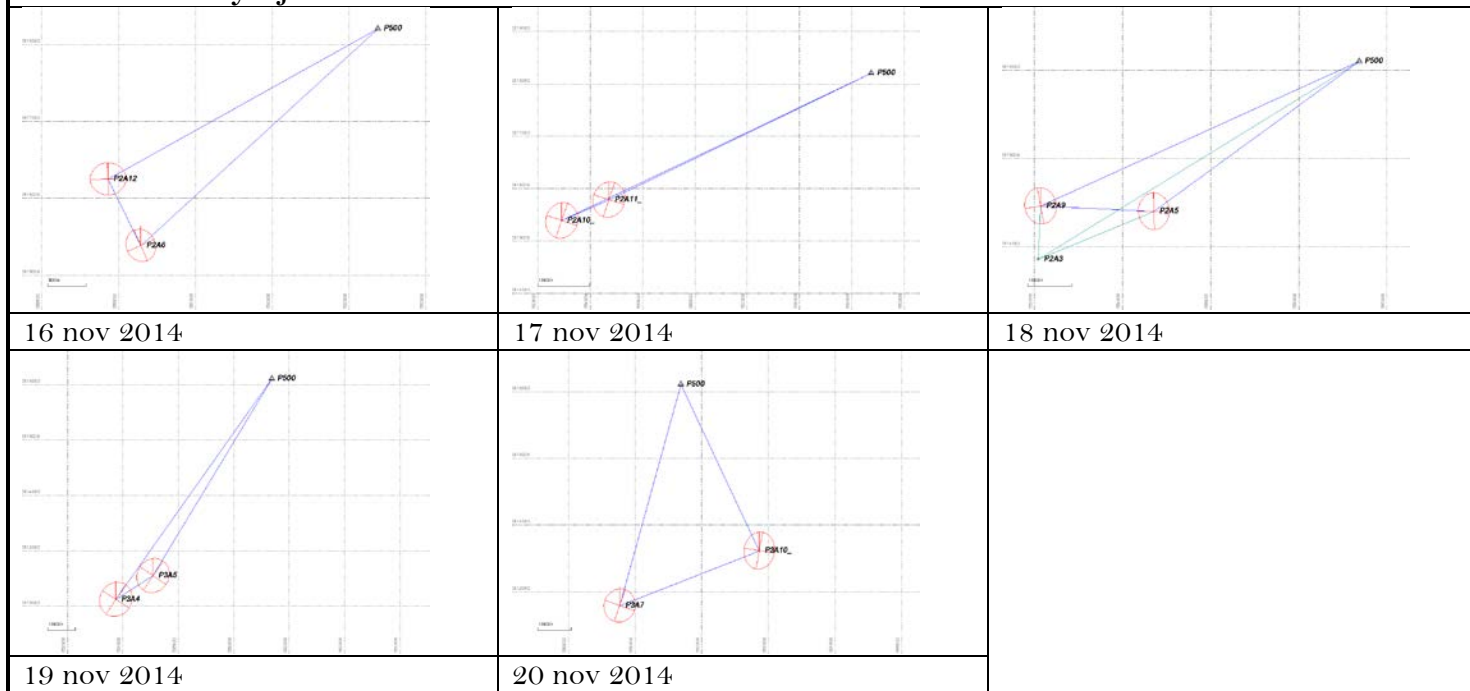
[illegible]

Tabla 7-2. Vectores de fiabilidad externa de la red gravimétrica 2016. Subrayados en gris corresponden a los vectores que presentaron mayor impacto en las observaciones.

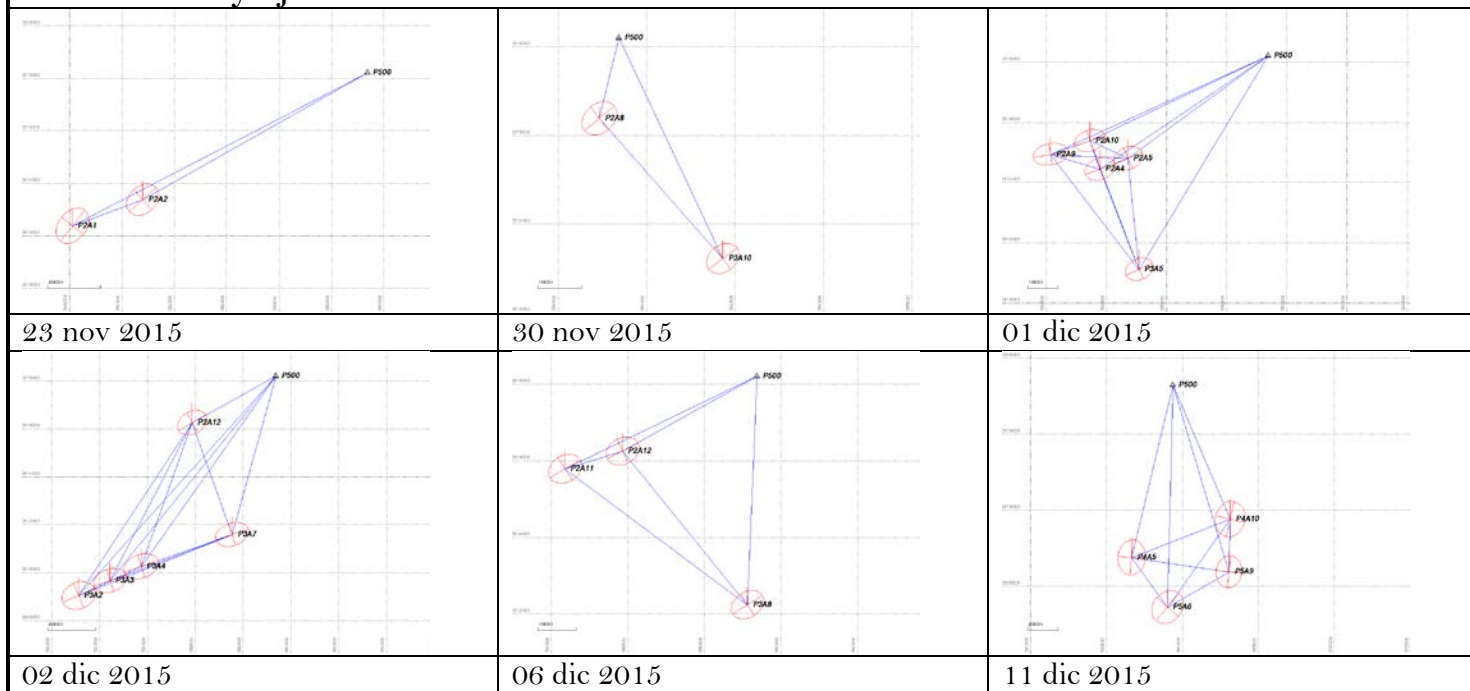
Observable	P2A5	P2A11	P2A12	P2A2	P2A8	P3A7	P3A10	P3A4	P2A4	P2A9	P3A2	P3A3	P4A5	P4A2	P4A1	P5A6	P4A10	P5A9
1	-0.014	0.014	0.003	-0.006	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.003	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005
2	0.001	-0.009	0.039	0.014	0.016	0.010	0.013	0.006	0.003	0.002	0.006	0.006	0.010	0.009	0.009	0.010	0.011	0.010
3	0.000	-0.003	-0.012	0.005	0.003	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003
4	0.004	0.001	-0.004	-0.008	-0.006	-0.005	-0.005	-0.002	0.000	0.000	-0.002	-0.002	-0.004	-0.004	-0.003	-0.004	-0.005	-0.004
5	0.000	0.002	0.008	-0.003	-0.002	-0.002	-0.002	-0.001	-0.001	0.000	-0.001	-0.001	-0.002	-0.002	-0.002	-0.002	-0.002	-0.002
6	0.000	-0.002	-0.008	0.002	0.008	0.003	0.005	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003
7	0.000	0.000	0.000	0.001	-0.005	0.000	-0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001
8	0.001	0.001	0.002	0.002	0.006	-0.003	-0.016	-0.001	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.007	0.005
9	0.003	0.004	0.007	0.007	0.020	-0.006	-0.026	-0.003	-0.001	-0.001	-0.004	-0.004	-0.011	-0.010	-0.008	-0.011	-0.015	-0.013
10	0.002	0.001	-0.002	0.006	-0.028	-0.002	-0.012	-0.001	0.000	0.000	-0.002	-0.001	-0.005	-0.004	-0.003	-0.004	-0.007	-0.006
11	-0.004	-0.003	-0.005	-0.008	-0.005	0.007	0.002	0.003	0.001	0.001	0.003	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004
12	-0.003	-0.003	-0.005	-0.006	-0.007	-0.009	-0.008	0.003	0.001	0.001	0.000	0.002	-0.008	-0.006	-0.005	-0.007	-0.008	-0.007
13	-0.010	-0.007	-0.024	-0.027	-0.033	-0.030	-0.085	0.003	0.001	0.001	-0.002	-0.008	-0.024	-0.024	-0.031	-0.031	-0.031	-0.031
14	0.015	0.010	0.009	0.008	0.007	0.004	0.005	0.001	0.000	0.003	-0.002	-0.001	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003
15	-0.006	-0.002	0.005	0.011	0.010	0.007	0.008	0.003	0.001	0.000	0.003	0.003	0.007	0.006	0.005	0.006	0.007	0.007
16	-0.003	-0.003	-0.005	-0.007	-0.004	0.006	0.002	0.003	0.001	0.001	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
17	0.004	-0.004	-0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
18	-0.007	-0.004	-0.004	-0.004	-0.003	-0.002	-0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.002	-0.001
19	-0.004	-0.003	-0.004	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.006	-0.006	-0.003	-0.006	-0.006	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005	-0.005
20	0.026	0.036	0.029	0.023	0.023	0.018	0.020	0.014	0.011	0.006	0.014	0.014	0.018	0.017	0.017	0.018	0.019	0.018
21	0.017	0.013	0.016	0.018	0.018	0.020	0.019	0.021	0.022	0.013	0.021	0.021	0.020	0.020	0.020	0.020	0.020	0.020
22	-0.011	-0.009	-0.010	-0.012	-0.012	-0.013	-0.013	-0.014	-0.015	0.031	-0.014	-0.014	-0.013	-0.013	-0.014	-0.013	-0.013	-0.013
23	-0.010	-0.008	-0.010	-0.011	-0.011	-0.012	-0.012	-0.013	-0.014	-0.035	-0.013	-0.013	-0.012	-0.012	-0.012	-0.012	-0.012	-0.012
24	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.002	0.000	0.000	-0.020	0.009	-0.003	-0.007	-0.010	-0.005	0.003	-0.004
25	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	-0.010	-0.016	-0.002	-0.003	-0.005	-0.003	-0.001	-0.002
26	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.002	0.000	0.000	-0.001	-0.002	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001
27	0.001	0.001	0.002	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.000	0.000	0.024	0.011	0.007	0.010	0.013	0.008	0.006	0.007
28	0.001	0.001	0.001	0.004	0.001	-0.002	-0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.005	0.001
29	-0.001	-0.001	-0.002	-0.002	-0.005	0.000	-0.012	0.001	0.000	0.000	0.005	0.002	0.021	0.018	0.015	0.021	0.040	0.031
30	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.001	0.000	-0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.007	0.005	0.004	0.003	-0.016	-0.017
31	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	-0.002	0.000	0.000	0.000	-0.005	-0.002	-0.024	-0.020	-0.016	-0.021	-0.017	-0.019
32	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.016	0.013	0.011	0.014	0.011	0.012
33	0.000	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	-0.003	0.018	0.010	0.001	-0.002	-0.001
34	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	-0.004	-0.013	0.012	0.001	-0.003	-0.001
35	-0.002	-0.002	-0.004	-0.005	-0.005	-0.006	-0.008	0.000	0.001	0.000	0.022	0.009	-0.021	-0.037	-0.052	-0.029	-0.017	-0.023
36	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	-0.015	0.006	-0.002	-0.005	-0.007	-0.004	-0.002	-0.003
37	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.002	0.000	0.000	-0.023	-0.035	-0.004	-0.007	-0.011	-0.006	-0.003	-0.004
38	0.005	0.005	0.009	0.012	0.013	0.018	0.016	-0.005	-0.002	-0.001	0.000	-0.003	0.015	0.012	0.009	0.013	0.015	0.014
39	-0.001	-0.001	-0.001	-0.002	-0.002	-0.002	-0.003	0.000	0.000	0.000	0.007	0.003	-0.006	0.009	0.024	-0.029	-0.007	-0.017
40	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	-0.005	-0.002	0.005	0.017	-0.016	-0.001	0.003	0.001
41	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	-0.006	-0.002	0.006	-0.032	-0.019	-0.002	0.004	0.001
42	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.002	0.000	-0.003	0.004	0.007	0.023	0.000	0.010
43	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.001	-0.001	-0.002	0.000	0.000	0.000	-0.002	0.001	-0.002	0.004	0.007	0.009	0.008	0.009
44	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.001	0.000	-0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	-0.002	0.004	0.007	0.018	-0.008	-0.066
45	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.002	-0.001	0.003	-0.002	-0.007	-0.025	0.000	-0.012
46	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	-0.001	-0.001	-0.007	-0.005	-0.004	-0.004	0.017	0.007

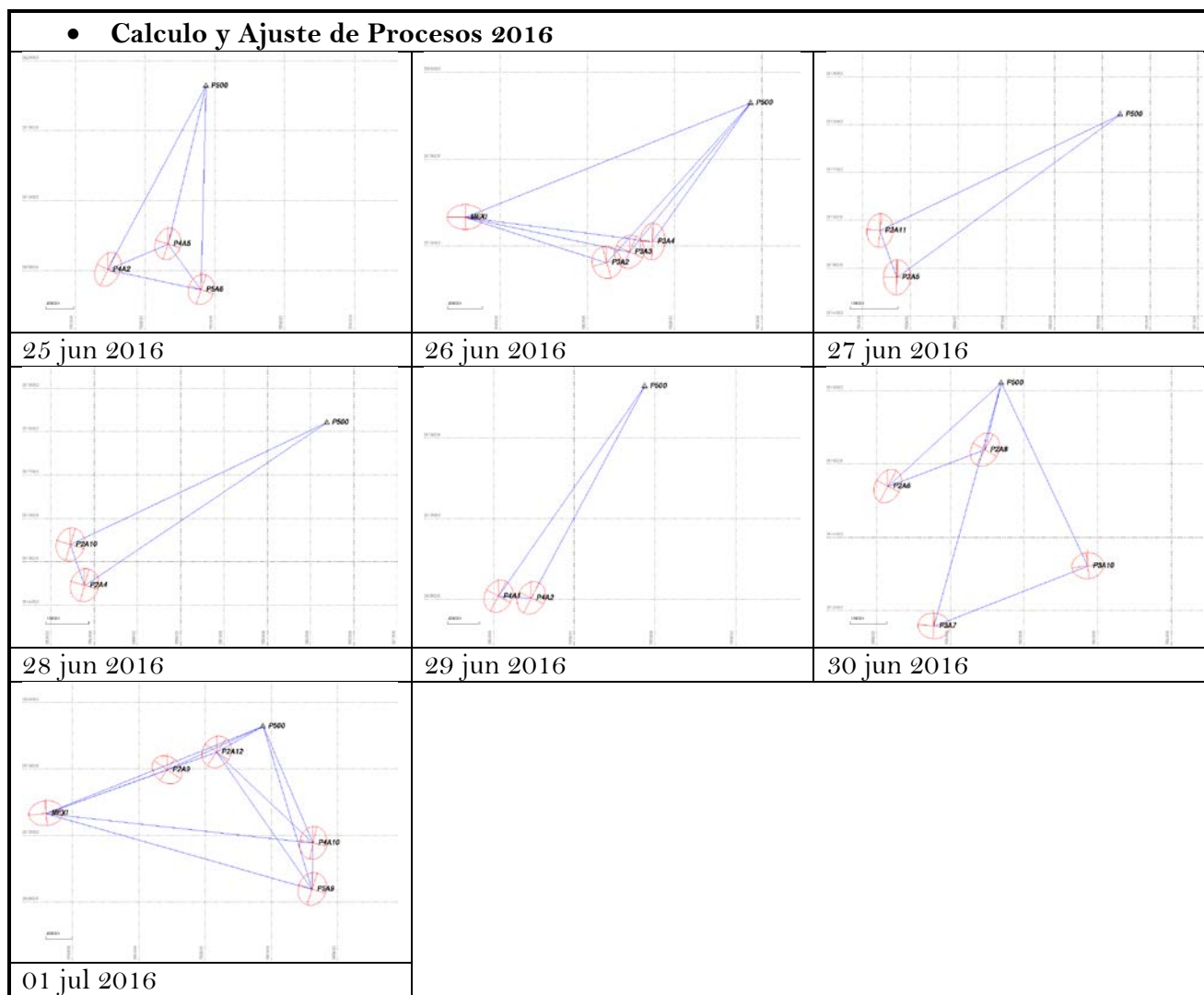
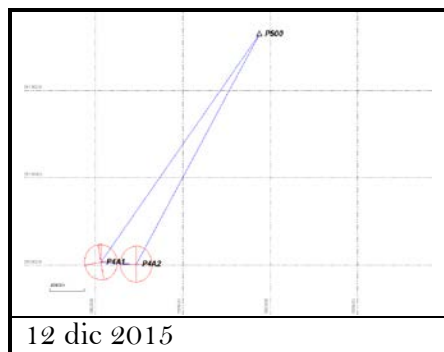
7.3.Anexo (Figuras de Ajuste GPS de Campañas 2014, 2015 y 2016)

• Calculo y Ajuste de Procesos 2014



• Calculo y Ajuste de Procesos 2015





7.4. *Script* para Matlab

Referente al proceso de ajuste de observaciones gravimétricas.

7.4.1. Script 1 (Startup.m)

```
clear all;
clc;
run Excel.m;
run Matriz_C_pesos;
run DesvEst.m;
run Print.m;
clear vars;
```

7.4.2. Script 2 (Excel.m)

```
% Leer matriz de diseño A
clc;
clearvars;
prompt = 'Cual es el nombre del archivo excel? ';
filename = input(prompt,'s');
%filename = '2015.xlsx';
sheet = 1;
sheet2=2;
xlR1 = 'C3:T48';
a = xlsread(filename,sheet,xlR1);
[m,n]=size(a);
gl=m-n;
%Leer matriz de diseño L
xlR2 = 'C2:C47';
L = xlsread(filename,sheet2,xlR2);
%Leer datos de pesos del sistema
xlR3 = 'e2:e47';
pe = xlsread(filename,sheet2,xlR3);
%Variables para imprimir
xlR4 = 'b2:b47';
obs = xlsread(filename,sheet2,xlR4);
%Matriz de Pesos normalizada 1/DE
xlR5 = 'e2:e47';
pe = xlsread(filename,sheet2,xlR5);
%Nombre de parametros de incognitas
[num,txt,row] = xlsread(filename,sheet,'c2:z200');
%Concatenar datos de terminos independientes
T1=[obs,L,pe];
```

7.4.3. Script 3 (Matriz_C_pesos)

```
%Antes de iniciar el algoritmo se tiene que crear las variables de acuerdo
```

```

%a Wolf and Ghilani, 1995.
%de matriz de diseño "a"
%de terminos independientes "L"
%Matriz de pesos "pe" normalizados de (1/Dev.std).
%Nota: importante respetar minúsculas y mayúsculas para las variables.
%Calculos para redes por minimos cuadrados
%AX=L+V
clc
%Ecuaciones para la solución por minimos cuadrados
%Matriz de pesos convertida en diagonal
p=diag(pe);
% Calculo de la matriz de cofactor de X
Qx=inv(a'*p*a);
d2=(a'*p*L);
%Resultados
X=Qx*d2;
V=a*X-L;
VT_P_V=V'*p*V;
%Calculo de Cofactores%
Inv_p=inv(p);
Qv=Inv_p*(a*Qx*a');
%Desviación estandar a posteriori entre el numero de grados de libertad
sig2_post=VT_P_V/gl;
%Matriz de covarianza de los residuales
COVv=sig2_post*Qv;
COVv_sqrt=sqrt(diag(COVv,0));
%Redundancia parcial ri
R=(1/sig2_post)*(COVv*p);
ri=diag(R,0);
%Parametro de Baarda
%wi=inv(V2)*COVv_diag;
%fiabilidad interna
%Fiab_int=4.12/(sqrt(ri));
format long;
%Presentación de resultados
disp("PROGRAMA PARA AJUSTE DE REDES GRAVIMETRICAS");
disp("AUTOR: ING PEDRO SALAS CONTRERAS");
disp('_____')
disp('Los valores de gravedad para las incognitas X en la variable "X2");
%disp('Los valores de residuales es V'PV');
%disp(VT_P_V);
%disp('Los valores de sigma posteriori');
%disp(sig2_post);
%disp(bar(V2));%
bar(V);

```

```
%Resultados en gráficos
%subplot(2,2,1),bar(V),title ('Residual');
%subplot(2,2,2),histogram(V),title ('Histograma del Residual');
%subplot(2,2,3),plot(ri),title ('Redundancias');
%subplot(2,2,4),bar(X),title ('Incognitas');
```

7.4.4. Script 4 (DesvEst.m)

```
%Estadísticos
%diagonal de la matriz cofactor Qx
Qx_diag=diag(Qx);
%Varianza a posteriori V_Post
V_Post=VT_P_V/gl;
%Display de resultados de varianza y desv STD
fs='La Varianza a Posteriori es: %1.9f\n';
fprintf(fs,V_Post);
D_E=sqrt(V_Post);
fs1='La Desviación Estandar es: %1.6f\n';
fprintf(fs1,D_E);
disp(' ');
disp('Los grados de libertad son');
disp(gl);
format longG
%Desviación STD de cada variable
Sii=(sqrt(diag(Qx))*D_E);
disp(' ');
disp(' ');
%Resultados
n1=(1:n)';
T2=[n1,X,Sii];
```

7.4.5. Script 5 (Print.m)

```
%Datos de Salida
fi= fopen('Result-Ajuste.txt','w');
%Encabezados
fprintf(fi,'%1s\r\n','Programa realizado por Ing. Pedro Salas Contreras');
fprintf(fi,'%1s\r\n','_____RESULTADOS_____');
fprintf(fi,'%1s\r\n','El archivo procesado es', filename);
%Matriz a (Diseño)
%Encabezados de matriz de diseño
fprintf(fi,'%1s\r\n','_____');
fprintf(fi,'%1s\r\n','Matriz A');
fprintf(fi,'%1s\r\n','_____');
fprintf(fi,['repmat('%2.0f\t', 1, size(a, 2)) '\n'], a);
```

```

%Matriz observable, L y pesos
fprintf(fi,'%1s\r\n','_____');
fprintf(fi,'%7s %7s %12s\n','obs','L','Pesos');
fprintf(fi,'%1s\r\n','.....');
fprintf(fi,['repmat('%8.3f\t', 1, size(T1, 2)) '\n'], T1');
fprintf(fi,'%2.0c %4.3f\r\n',X);
fprintf(fi,'%1s\r\n','.....');
fprintf(fi,'%1s\r\n','');
fprintf(fi,'%1s\r\n','');
fprintf(fi,'%1s\r\n','Resultados del Ajuste');
fprintf(fi,'%1s\r\n','_____');
fprintf(fi,'%1s\r\n','_____');
fprintf(fi,'%1s %7s %13s\n','Estación','X','Desv-Std');
fprintf(fi,['repmat('%#8.5f\t', 1, size(T2, 2)) '\n'], T2');
%Variables estadísticas
fprintf(fi,'%1s\r\n','.....');
format longG
fprintf(fi,'La varianza a posteriori es: %8.6f\n',V_Post);
fprintf(fi,'La desviación estándar es: %9.6f\n',D_E);
fclose(fi);

```

8. Equivalencias

- $1 \text{ cm/s}^2 = 1 \text{ Gal}$
- $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ Gal}$
- $1 \text{ }\mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ Gal}$