UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía,
Geodesia y Cartografía

Departamento de Ingeniería Topográfica y Cartografía

Desarrollo e implementación de un procesado
GPS subsidiario para el control de deformaciones
en áreas volcánicas

Tesis Doctoral

Héctor Lamolda Ordóñez

Ingeniero en Geodesia y Cartografía

2017

Director de Tesis: Prof. Abelardo Bethencourt Fernández

Dr. En Ciencias Físicas

El Tribunal de la Tesis Doctoral, nombrado por el Magnífico y Excelentísimo Sr.
Rector de la Universidad Politécnica de Madrid, con fecha:

integrado por:

Presidente:

Secretario:

Vocal 1º:

Vocal 2º:

Vocal 3º:

realizado el acto de defensa y lectura de tesis el día:

decide otorgar a la tesis doctoral presentada la calificación de:

En Madrid,

EL PRESIDENTE

EL SECRETARIO

EL VOCAL 1º

EL VOCAL 2º

EL VOCAL 3º

Agradecimientos

Quiero manifestar en estas líneas mi agradecimiento a algunos de los que han hecho posible la finalización de este trabajo a tiempo, ya que no sería capaz de mencionarlos a todos. En primer lugar a mi familia y amigos, especialmente a mis padres y a mi pareja, que han sido los que, día tras día, más apoyo me han prestado.

Por supuesto a mi director de tesis y a los integrantes del tribunal de la lectura previa, cuya ayuda fue imprescindible en la orientación de este trabajo. Así como a todos los miembros del Departamento y de la Escuela.

De igual forma quiero agradecer a mis compañeros del Instituto Geográfico Nacional, del Observatorio Geofísico Central y Centro Geofísico de Canarias. Muy especialmente a la Directora del Observatorio, a mi tutora, a los miembros del grupo de Geodesia y a la coautora del artículo en el que presentamos los resultados de este trabajo.

A todos ellos y a los que dejo sin nombrar, quiero dirigir mi más sincero agradecimiento, ¡Gracias a todos!

Índice general

Índice de figuras	ix
Resumen	1
Abstract	3
Introducción.....	5
Capítulo 1: Procesado subdiario GPS	9
1.1. Retardo ionosférico.....	10
1.2. Retardo troposférico.....	11
1.3. Resolución de ambigüedades.....	12
1.4. Ajuste de red	13
1.5. Filtro Kalman	13
1.6. Filtro sidéreo	16
1.7. Lorca	19
1.8. Alborán	23
1.9. Marea y carga oceánica.....	27
1.10. Troposfera	32
Capítulo 2: Relación entre deformación y sismicidad en la isla de El Hierro durante las reactivaciones volcánicas de 2011 a 2014..	41
2.1. Julio de 2011	45
2.2. Junio de 2012	51
2.3. Septiembre de 2012.....	55
2.4. Diciembre de 2012.....	59
2.5. Marzo de 2013	63
2.6. Diciembre de 2013.....	67
2.7. Marzo de 2014	71

Capítulo 3: Modelización	77
Capítulo 4: Pronóstico.....	85
Capítulo 5: Conclusiones.....	91
Referencias	95
ANEXOS.....	103
Anexo A: Gráficas de deformación y sismicidad	105
A.1. Julio de 2011	106
A.2. Junio de 2012	113
A.3. Septiembre de 2012.....	119
A.4. Diciembre de 2012	127
A.5. Marzo de 2013	135
A.6. Diciembre de 2013	141
A.7. Marzo de 2014	147
Anexo B: Detalles sobre la implementación	153

Índice de figuras

<i>Figura 1.1: Resultado de aplicar el filtro sidéreo en la componente este de la estación GPS LORC.....</i>	<i>18</i>
<i>Figura. 1.2: Mapa de situación de la estación GPS y del acelerómetro junto con la localización del sismo del 11 de mayo de 2011 en Lorca.....</i>	<i>20</i>
<i>Figura 1.3: Evolución temporal de la componente norte del vector deformación en la estación GPS LORC junto con el desplazamiento registrado por el acelerómetro durante el sismo del 11 de mayo de 2011 en Lorca.....</i>	<i>21</i>
<i>Figura 1.4: Evolución temporal de las componentes este y norte del vector deformación en la estación GPS LORC antes y después del sismo del 11 de mayo de 2011 en Lorca.</i>	<i>22</i>
<i>Figura. 1.5: Mapa de situación de la estación GPS junto con la localización del sismo del 25 de enero de 2016 en el Mar de Alborán.</i>	<i>24</i>
<i>Figura 1.6: Evolución temporal de las componentes este y norte del vector deformación en la estación GPS ALBO durante el sismo del 25 de enero de 2016 en el Mar de Alborán.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 1.7: Evolución temporal de las componentes este y norte del vector deformación en la estación GPS ALBO antes y después del sismo del 25 de enero de 2016 en el Mar de Alborán.</i>	<i>26</i>
<i>Figura 1.8: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI08 durante la segunda mitad del mes de mayo de 2013.....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 1.9: Resultado de la aplicación de la Trasformada rápida de Fourier mostrando el contenido en frecuencias de la componente vertical de la estación GPS HI08.....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 1.10: Resultados de aplicar el ajuste diario para modelar las influencia de la marea y la carga oceánica en la componente vertical de HI05 durante la reactivación volcánica de marzo de 2013.....</i>	<i>31</i>
<i>Figura 1.11: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI08 durante el mes de octubre de 2015.</i>	<i>33</i>
<i>Figura 1.12: Evolución temporal de la componente vertical del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y del retardo troposférico (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en diciembre de 2013.</i>	<i>34</i>

<i>Figura 1.13: Evolución temporal de la componente vertical del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y del porcentaje de humedad proporcionado por AEMET (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en diciembre de 2013.....</i>	<i>35</i>
<i>Figura 1.14: Evolución temporal de la componente norte del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y del retardo troposférico (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en octubre de 2011, previo a la erupción.</i>	<i>36</i>
<i>Figura 1.15: Evolución temporal de la componente norte del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y del porcentaje de humedad proporcionado por AEMET (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en octubre de 2011, previo a la erupción.</i>	<i>37</i>
<i>Figura 1.16: Evolución temporal de la componente norte del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y de la precipitación diaria total proporcionada por AEMET (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en octubre de 2011, previo a la erupción.....</i>	<i>39</i>
<i>Figura 2.1: Mapa de la red de estaciones permanentes GPS de vigilancia volcánica en El Hierro junto con la localización de la erupción de 2011.</i>	<i>43</i>
<i>Figura 2.2: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 y desembocó en la erupción del 10 de octubre de 2011.</i>	<i>46</i>
<i>Figura 2.3: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011... </i>	<i>47</i>
<i>Figura 2.4: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS FRON (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011.</i>	<i>48</i>
<i>Figura 2.5: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación HI09 durante la erupción de 2011.</i>	<i>49</i>
<i>Figura 2.6: Evolución temporal de la componente norte de los vectores deformación de las estaciones HI09 y HI10 desde comienzos de 2012 hasta antes de la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012.</i>	<i>50</i>
<i>Figura 2.7: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012.</i>	<i>52</i>
<i>Figura 2.8: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012.</i>	<i>53</i>
<i>Figura 2.9: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI10 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012.</i>	<i>54</i>
<i>Figura 2.10: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012.</i>	<i>56</i>
<i>Figura 2.11: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012.....</i>	<i>57</i>

<i>Figura 2.12: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI08 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012.</i>	<i>58</i>
<i>Figura 2.13: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012.</i>	<i>60</i>
<i>Figura 2.14: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012.</i>	<i>61</i>
<i>Figura 2.15: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI02 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012.....</i>	<i>62</i>
<i>Figura 2.16: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.</i>	<i>63</i>
<i>Figura 2.17: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.</i>	<i>65</i>
<i>Figura 2.18: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI05 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.</i>	<i>66</i>
<i>Figura 2.19: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013.</i>	<i>68</i>
<i>Figura 2.20: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013.</i>	<i>69</i>
<i>Figura 2.21: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI10 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011.....</i>	<i>70</i>
<i>Figura 2.22: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014.</i>	<i>72</i>
<i>Figura 2.23: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014.</i>	<i>73</i>
<i>Figura 2.24: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI00 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014.</i>	<i>74</i>
 <i>Figura 3.1: Evolución temporal de la componente horizontal de los vectores de deformación, la localización de los epicentros y la posición del centro de presión durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.</i>	 <i>79</i>
<i>Figura 3.2: Evolución temporal de la deformación vertical teórica y observada en la red de estaciones GPS de vigilancia en relación con la distancia radial horizontal a la fuente de presión durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.</i>	<i>80</i>

Figura 3.3: Evolución temporal de la profundidad y el cambio de volumen en la fuente de presión puntual durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.81

Figura 3.4: Evolución temporal de la profundidad de la sismicidad y de la fuente de presión puntual durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.82

Figura 4.1: Relación entre el logaritmo de volumen de magma intruido y el logaritmo de la energía sísmica liberada acumulada en las diferentes reactivaciones. El coeficiente R^2 de la recta de regresión es de 0.91. El color verde en la reactivación de julio de 2011 indica que los datos de volumen no provienen de resultados GPS como el resto sino de datos InSAR.88

Figura A.1: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.106

Figura A.2: Comparación del módulo del vector deformación en FRON y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.107

Figura A.3: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.107

Figura A.4: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.108

Figura A.5: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.108

Figura A.6: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.109

Figura A.7: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.109

Figura A.8: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.110

Figura A.9: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.110

Figura A.10: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.111

Figura A.11: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.111

Figura A.12: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.113

Figura A.13: Comparación del módulo del vector deformación en HI10 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.114

Figura A.14: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.114

<i>Figura A.15: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.</i>	<i>115</i>
<i>Figura A.16: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.</i>	<i>115</i>
<i>Figura A.17: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.</i>	<i>116</i>
<i>Figura A.18: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.</i>	<i>116</i>
<i>Figura A.19: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.</i>	<i>117</i>
<i>Figura A.20: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.</i>	<i>117</i>
<i>Figura A.21: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.</i>	<i>118</i>
<i>Figura A.22: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.</i>	<i>118</i>
<i>Figura A.23: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.</i>	<i>119</i>
<i>Figura A.24: Comparación del módulo del vector deformación en HI08 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.</i>	<i>120</i>
<i>Figura A.25: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.</i>	<i>120</i>
<i>Figura A.26: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>121</i>
<i>Figura A.27: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>121</i>
<i>Figura A.28: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>122</i>
<i>Figura A.29: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>122</i>
<i>Figura A.30: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>123</i>
<i>Figura A.31: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>123</i>
<i>Figura A.32: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>124</i>
<i>Figura A.33: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>124</i>
<i>Figura A.34: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro. ..</i>	<i>125</i>
<i>Figura A.35: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	<i>127</i>

<i>Figura A.36: Comparación del módulo del vector deformación en HI02 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	128
<i>Figura A.37: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	128
<i>Figura A.38: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	129
<i>Figura A.39: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	129
<i>Figura A.40: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	130
<i>Figura A.41: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	130
<i>Figura A.42: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	131
<i>Figura A.43: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	131
<i>Figura A.44: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	132
<i>Figura A.45: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	132
<i>Figura A.46: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.</i>	133
<i>Figura A.47: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	135
<i>Figura A.48: Comparación del módulo del vector deformación en HI05 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	136
<i>Figura A.49: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	136
<i>Figura A.50: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	137
<i>Figura A.51: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	137
<i>Figura A.52: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	138
<i>Figura A.53: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	138
<i>Figura A.54: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	139
<i>Figura A.55: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.</i>	139

<i>Figura A.56: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>140</i>
<i>Figura A.57: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>140</i>
<i>Figura A.58: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>141</i>
<i>Figura A.59: Comparación del módulo del vector deformación en HI10 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.</i>	<i>142</i>
<i>Figura A.60: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.</i>	<i>142</i>
<i>Figura A.61: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>143</i>
<i>Figura A.62: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>143</i>
<i>Figura A.63: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>144</i>
<i>Figura A.64: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>144</i>
<i>Figura A.65: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>145</i>
<i>Figura A.66: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>145</i>
<i>Figura A.67: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>146</i>
<i>Figura A.68: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.....</i>	<i>146</i>
<i>Figura A.69: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>147</i>
<i>Figura A.70: Comparación del módulo del vector deformación en HI00 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>148</i>
<i>Figura A.71: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>148</i>
<i>Figura A.72: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>149</i>
<i>Figura A.73: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>149</i>
<i>Figura A.74: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>150</i>
<i>Figura A.75: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>150</i>

<i>Figura A.76: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>151</i>
<i>Figura A.77: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>151</i>
<i>Figura A.78: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>152</i>
<i>Figura A.79: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.....</i>	<i>152</i>

Resumen

La actividad volcánica viene precedida habitualmente por incrementos en la sismicidad y en las deformaciones del terreno. Si bien ambas técnicas son comúnmente empleadas en la vigilancia volcánica, su interpretación conjunta no es inmediata y la relación entre ambas no es obvia. Desde julio de 2011 hasta marzo de 2014 se han producido 7 episodios de reactivaciones magmáticas en la Isla de El Hierro, la menor de las Islas Canarias. El principal objetivo de esta tesis es analizar la evolución de la sismicidad y la deformación a lo largo de estas siete reactivaciones magmáticas y tratar de identificar sus características comunes, además de determinar si los momentos en los que se empieza a incrementar la actividad sísmica y las deformaciones son simultáneos. Para ello ha sido necesario desarrollar e implementar en la unidad de vigilancia volcánica del Instituto Geográfico Nacional un procesamiento subdiario GPS especialmente aplicado al caso de la erupción submarina de El Hierro en 2011-2012 y sus sucesivas reactivaciones que aporte información sobre la deformación registrada en la red permanente GPS en tiempo cuasi real.

Se ha empleado el método de Dobles Diferencias usando el software RTKLIB para el procesamiento de las líneas base obteniendo una solución de posicionamiento cada 30 segundos, para cada época de observación. Posteriormente se ha realizado un ajuste de red en un sistema local este, norte, arriba; fijando la posición de estaciones de referencia y finalmente se ha aplicado un Filtro Kalman para reducir la dispersión de las series de coordenadas obtenidas. Para tratar de paliar el efecto multitrayectoria en los resultados de posicionamiento se ha recurrido al Filtro Sidéreo, haciendo uso de los datos de los terremotos de Lorca y de Alborán para evaluar el comportamiento del procesamiento GPS en la determinación del movimiento del terreno durante los terremotos, así como medir la deformación que queda consolidada. El trabajar en una isla de las características de El Hierro ha puesto de relieve que los efectos de marea y carga oceánica no se modelan de

forma correcta en nuestro caso, siendo necesario eliminar las frecuencias asociadas a las componentes de marea mediante un ajuste mínimo cuadrático sobre la serie de coordenadas. Por otra parte se han analizado las causas que, esporádicamente, provocan cambios bruscos en la serie de coordenadas, resultando ser provocados por una mala estimación de la componente húmeda del retardo troposférico durante episodios de altas inestabilidades atmosféricas.

El disponer de este procesado subdiario ha permitido, en su aplicación a la vigilancia volcánica, llevar a cabo un análisis conjunto de sismicidad y deformación durante todos los periodos de reactivaciones volcánicas que se han sucedido en la isla de El Hierro entre 2011 y 2014, se ha determinado que los inicios de las señales sísmicas y de deformación son prácticamente coincidentes, pero que la evolución de las señales varía de unas reactivaciones a otras, se dan casos en los que los incrementos en deformación preceden a los de sismicidad y casos en los que ambas señales evolucionan en un modo muy parejo. Además, mediante el modelo de Mogi se ha estimado el volumen de material intruido durante los periodos de reactivación a partir de los datos de deformación subdiaria, prestando especial interés a la reactivación de marzo de 2013 que registró las mayores deformaciones y liberó la mayor cantidad de energía sísmica.

Por último, se ha hallado una relación lineal entre el logaritmo del volumen de magma intruido y el logaritmo de la energía sísmica liberada durante las reactivaciones que las relaciona entre sí, de forma que cuanto mayor sea el volumen de magma intruido durante una reactivación volcánica mayor es también la cantidad de energía sísmica liberada. La mayor aportación científica de este trabajo ha sido el emplear esta relación que junto con el hecho de que en ciertas reactivaciones, el crecimiento de las deformaciones precede al aumento de la energía sísmica liberada permite, en determinadas circunstancias, proponer una forma de pronosticar el orden de magnitud de la energía sísmica liberada en una reactivación volcánica teniendo en cuenta la modelización de los volúmenes de magma intruido durante las reactivaciones en la isla de El Hierro.

Abstract

Volcanic activity is usually preceded by increasing rates of seismicity and surface deformation. Although both techniques are commonly used in volcano monitoring, their joint interpretation is not immediate and the relationship between them is not obvious. Between 2011 and 2014 there were at least seven episodes of magmatic intrusion in El Hierro Island, the smallest of the Canary Islands. The main goal of this thesis is to analyze the evolution of seismicity and deformation along these seven magmatic unrest periods and try to identify their common characteristics, as well as to determine if the moments in which both seismic and deformation activity begin are simultaneous. For this purpose, it has been necessary to develop and implement in the volcanic monitoring unit of the Instituto Geográfico Nacional a subdaily GPS processing strategy especially applied to the case of the submarine eruption of El Hierro in 2011-2012 and its successive unrests, providing deformation measurements of the permanent GPS network in quasi real time.

The Double Differences method has been used in the RTKLIB software for baseline processing, obtaining a positioning solution every 30 seconds observation epoch. Subsequently a network adjustment has been calculated in a local system east, north, up; fixing reference stations positions and finally a Kalman Filter has been applied to enhance the obtained time series. In order to mitigate the multipath effect in the positioning results, the Sidereal Filter has been computed, making use of the data of the earthquakes of Lorca and Alboran to evaluate the GPS processing in ground movement determination during the earthquakes, as well as to measure the consolidated deformation. Working on an island like El Hierro has emphasized that the effects of tide and ocean loading are not correctly modeled in our case, being necessary to eliminate the frequencies associated with the tide components by a least squares adjustment in the time series. On the other hand, the abrupt changes that sporadically appear in the time series have been analyzed.

They are provoked by a poor estimation of the wet component of the tropospheric delay during high atmospheric instability episodes.

The availability of this subdaily GPS processing has allowed, in its application to volcano monitoring, to carry out a joint analysis of seismicity and deformation during all the episodes of unrest that have occurred on El Hierro Island between 2011 and 2014, the beginnings of the seismic and deformation signals are practically coincident, but the time evolution of the signals varies from some unrest periods to others, there are cases in which the increase in deformation precedes those of seismicity and cases in which both signals evolve in a very similar way. In addition, the Mogi model has been used to estimate the volume of intruded volume during the episodes of unrest from deformation data, paying special attention to the March 2013 unrest period that registered the greatest deformations and released the largest amount of seismic energy.

Finally, a linear relationship has been found between the logarithm of the intruded magma volume and the logarithm of the seismic energy released during the unrests that links them to each other. The unrests with higher volume are also the ones which release more seismic energy. This linear relationship together with the fact that, in certain unrests, the growth of the deformations precedes the increase of the seismic energy released allows, in certain circumstances, to propose a way to forecast the order of magnitude of the seismic energy to be released during a volcanic unrest by using the intruded magma volume modelling during unrest periods in El Hierro Island.

The mayor scientific contribution of this work has been to use this relationship, which together with the fact that in certain unrest periods, increase of the deformation precedes that of seismic energy released, allows in certain circumstances, to propose a way to forecast the order of magnitude of the seismic energy to be released during a volcanic unrest by using the intruded magma volume modelling during unrest periods in El Hierro Island.

Introducción

Las erupciones volcánicas suelen ser precedidas por señales precursoras en las que se registran incrementos en la actividad sísmica y en la acumulación de deformaciones en la superficie. Ambas técnicas, aunque se emplean habitualmente para monitorizar el comportamiento de las intrusiones magmáticas, rara vez se emplean sinérgicamente (Wauthier et al., 2016). Es más, la relación entre ellas no es obvia en absoluto (Pedersen et al., 2007). Si bien es verdad que en varias ocasiones se han llevado a cabo análisis conjuntos de datos sísmicos y de deformación durante intrusiones magmáticas. Lengliné et al. (2008) detectaron que durante periodos de acumulación de magma, cuando se producía una aceleración en la actividad sísmica, los niveles de deformación, lejos de aumentar, parecían decaer. Por otro lado, Feng and Newman (2009) describen dos periodos de inflación en Long Valley Caldera en los que transcurrían unos 2 meses desde que comenzaba la inflación hasta que se producía el repunte de la sismicidad. Coincidiendo con las mayores tasas de deformación vertical se detectaba un claro aumento de la sismicidad, mientras que se daba un periodo de baja actividad sísmica inmediatamente antes de los movimientos de inflación. Bell y Kilburn (2012) comparan las tendencias entre eventos volcano-tectónicos y cambios en la componente radial de un inclinómetro en la cima de la caldera del Kilauea. Señalan que la subsidencia en la caldera está relacionada con las características de los terremotos y con episodios de intrusión o erupción magmática.

La sismicidad antrópica inducida por inyecciones de fluidos en profundidad es bien conocida. McGarr (2014) se centra en la sismicidad asociada a diferentes procesos de inyección deliberada de fluidos y encuentra una correlación entre el volumen de líquido inyectado, que es conocido, con el momento sísmico máximo y el momento sísmico acumulado. De una forma similar, White y McCausland (2016) revisan la sismicidad asociada a intrusiones y erupciones de varios volcanes junto con la sismicidad

producida por inyecciones de fluidos. Encuentran una relación lineal entre los logaritmos del momento sísmico acumulado y el volumen intruido o inyectado. Otros autores se centran en los efectos de la geodinámica de la zona en la relación existente entre energía sísmica y volumen de magma intruido. Grandin et al. (2011) señalan que en el Rift de Afar se producen intrusiones de un volumen considerable que se corresponden con valores bajos de energía sísmica, que puede ser debido al bajo nivel de tensión de la litosfera en esta zona.

El Hierro es la isla más joven, más pequeña y más occidental de las Islas Canarias. La última erupción en 2011-2012 se produjo bajo el Mar de las Calmas a unos 2 km al sur del extremo sur de la isla. La erupción fue precedida por casi 3 meses de una intensa actividad sísmica (López et al., 2012; Ibáñez et al., 2012; Domínguez-Cerdeña et al., 2014) y deformación (González et al., 2013; Prates et al., 2013b). La erupción comenzó el 10 de octubre de 2011 y tras casi 5 meses se declaró oficialmente finalizada el 5 de marzo de 2012 (López et al., 2014). Sin embargo, la actividad magmática en la isla no cesó, al menos 6 episodios de intensa actividad sísmica y deformación tuvieron lugar entre junio de 2012 y marzo de 2014. Estos episodios han sido interpretados como intrusiones magmáticas (Benito-Saz et al., 2017; Klügel et al., 2015; García et al., 2014).

El principal objetivo de esta tesis es analizar la evolución de la sismicidad y la deformación a lo largo de estas siete reactivaciones magmáticas y tratar de identificar sus características comunes.

En el caso de la sismicidad de El Hierro, encontraremos en el catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional todo lo necesario para el desarrollo de nuestro trabajo. En cuanto al registro de las deformaciones, el Instituto Geográfico Nacional cuenta con una red de estaciones GPS permanentes instalada en El Hierro. Estas redes de estaciones GPS de vigilancia permiten ser instaladas en el terreno, aunque es cierto que pueden sufrir problemas ante condiciones meteorológicas adversas, que dotar de comunicaciones a estas redes no sea un problema menor y que siempre existe la posibilidad de que perder alguna de ellas en una hipotética erupción, son los únicos instrumentos que nos proporcionan series temporales de coordenadas 3D absolutas. El procesado de datos del que se dispone proporciona una solución de posicionamiento diaria, de forma similar a los procesados de Santorini (Papoutsis et al., 2013) y de Campi Flegrei (De Martino et al., 2014) que también trabajan con soluciones diarias. De igual modo, en Islandia se viene trabajando con soluciones diarias, introduciendo recientemente una solución cada 8 horas (Ofeigsson et al., 2015). Otros observatorios disponen de un procesado de datos subdiario cada 30 segundos, como en el Monte Etna (Cannavo et al., 2016), Alaska (Grapenthin et

al., 2013) o Hawai (Larson et al., 2010), incluso procesados de datos cada segundo como es el caso de Japón (Hatanaka et al. 2003).

El implementar un procesado subdiario que proporcione de una serie de coordenadas de la red de estaciones permanentes GPS de El Hierro es un requisito previo imprescindible para poder desarrollar esta tesis que permitirá un mejor análisis de la relación entre sismicidad y deformación. Sin él no se podría cumplir con otro objetivo de esta tesis que es determinar los momentos en los que comienzan a repuntar la sismicidad y la deformación y comprobar si son simultáneos o no.

Previamente, ya se han obtenido resultados subdiarios de la red de estaciones GPS de El Hierro en el trabajo de Prates et al., (2013b). Sin embargo, el procesado desarrollado en esta tesis emplea un software distinto, en nuestro caso una librería de código abierto y ha sido puesta a prueba determinando la magnitud de los desplazamientos durante los terremotos de Lorca y Alborán. Además trata aspectos particulares que se dan al trabajar con GPS en una isla como El Hierro como son los efectos de la marea y carga oceánica en la serie de coordenadas y el análisis del retardo troposférico. Todo lo relativo al procesado GPS subdiario se trata en el capítulo primero.

El segundo capítulo se centra en comparar la sismicidad y las deformaciones a lo largo de las 7 reactivaciones volcánicas que se han registrado en El Hierro desde 2011 hasta 2014.

La modelización de estas deformaciones para obtener la evolución del centro de presión y estimar el volumen intruido se desarrolla en el capítulo tercero, tomando en consideración la reactivación de marzo de 2013 que fue la que registró mayores deformaciones.

La principal aportación de esta tesis (Lamolda et al., 2017) se detalla en el capítulo cuarto. Se propone una forma de pronosticar el orden de magnitud de la energía sísmica que se liberaría en una hipotética nueva reactivación volcánica en El Hierro, siempre que se dieran ciertas condiciones.

Por último en el quinto capítulo se exponen las conclusiones a las que se ha llegado a partir del trabajo realizado y el trabajo futuro.

Los datos empleados en esta tesis y su propia financiación han sido proporcionados por el Instituto Geográfico Nacional, el procesado subdiario desarrollado y las nuevas herramientas para la vigilancia han sido implementadas en la Unidad de Volcanología para su aplicación en tiempo cuasi real.

Capítulo 1: Procesado subdiario GPS

A continuación se describe el procesado subdiario GPS que se realiza en el Observatorio Geofísico Central para la vigilancia volcánica de Canarias, especialmente aplicado al caso de la erupción submarina de El Hierro en 2011 y sus sucesivas reactivaciones.

En las etapas tempranas de una intrusión magmática se produce una deformación en el terreno que somos capaces de detectar mediante técnicas GPS. El procesado GPS que se realiza habitualmente se centra en una solución diaria, en las que se procesan todas las épocas de observación, habitualmente con un dato cada 30 segundos, y se da una única solución para un periodo de 24 horas, que permita la obtención de unas coordenadas precisas (Papoutsis et al., 2013; De Martino et al., 2014).

Siguiendo esta filosofía se implementó un procesado de las mismas características enfocado a la vigilancia volcánica. Sin embargo en los momentos de crisis volcánica con altas velocidades de deformación un procesado GPS subdiario, que aporta una solución para cada época de observación de 30 segundos, y con su posterior filtrado, es capaz de aportar datos de deformación en tiempo cuasi real lo que permite una mejor gestión de la emergencia.

El procesado GPS sigue el método de las dobles diferencias, se ha realizado empleando el software RTKLIB (Takasu, 2013) para el cálculo de las líneas base y scripts propios para el ajuste de red. El enfoque se ha centrado en las Islas Canarias, considerando que los procesos volcánicos monogenéticos pueden provocar deformaciones en cualquier parte de la isla, nos vemos obligados a disponer las estaciones de referencia en otras islas, esto implica tener dos órdenes de magnitud distintos en el procesado, por una lado las líneas base entre estaciones de la propia isla, y por otro lado las líneas base mucho más largas a las referencias de otras islas.

Se han empleado modelos de centro de fase de antena del IGS además de las efemérides de la constelación GPS (Kouba, 2009). El marco de referencia para el cálculo ha sido ITRF2008 (Altamimi et al., 2011), se han empleado los ficheros de posición del polo y se han aplicado correcciones por marea y carga oceánica. Además se ha considerado la velocidad de las estaciones de referencia para corregir el movimiento de placa, con la intención de aislar de la deformación detectada las causas ya conocidas y observar mejor el proceso volcánico. El tratamiento del software en cuanto a los retardos atmosféricos y la resolución de ambigüedades junto con el ajuste de red y posterior filtrado de la solución se detallan a continuación. Los detalles sobre la implementación pueden encontrarse en el Anexo B.

1.1. Retardo ionosférico

Al atravesar las señales provenientes de los satélites GPS la ionosfera, la interacción con los electrones libres provoca una alteración en la señal, comparándolo con la propagación que tendría en el vacío. En líneas base inferiores a los 10 km estos efectos ionosféricos se anulan prácticamente al formar las ecuaciones de dobles diferencias. En cambio para líneas base mayores son necesarios receptores de doble frecuencia. Al ser la ionosfera un medio dispersivo, afecta de forma diferente a señales de distinta frecuencia, la combinación de observables que da lugar a la combinación libre de ionosfera cancela el 99.9% del efecto ionosférico. En caso de no disponer de un receptor de doble frecuencia se puede emplear un modelo ionosférico predictivo, los parámetros del modelo de Klobuchar (Klobuchar, 1987) se transmiten en el mensaje de navegación de los satélites GPS.

No obstante, la ambigüedad de fase de la combinación libre de ionosfera no es un número entero. Este problema obliga a establecer estrategias que se apoyen en otras combinaciones, típicamente primero obtener la ambigüedad de la combinación wide-line y con ella estimar la ambigüedad de la combinación narrow-lane para poder finalmente separar las ambigüedades de las dos fases portadoras (Blewitt, 1989).

En caso del software RTKLIB, que en realidad es un Filtro Kalman extendido, no se emplea ninguna combinación de fase. Los términos de retardo ionosférico que no se anulan en las dobles diferencias se incorporan al vector de estados como incógnitas a determinar junto con las coordenadas, los retardos troposféricos y las ambigüedades de fase (Takasu y Yasuda, 2010).

1.2. Retardo troposférico

Dadas las frecuencias de emisión de las señales GPS la troposfera, a diferencia de la ionosfera, se comporta como un medio no dispersivo. De forma que el efecto que ejerce sobre las señales GPS no depende de su frecuencia. En este caso no existe una combinación de observables a diferentes frecuencias que nos proporcionen una combinación libre de troposfera.

Para la modelización del retardo troposférico se puede separar el retardo vertical total en dos contribuciones, una correspondiente a la componente seca de la troposfera, en su mayoría nitrógeno y oxígeno en equilibrio hidrostático (Leick, 1994); y otra parte correspondiente a la componente húmeda debida al vapor de agua en la atmósfera. La componente seca es la que más aporta al retardo total, sin embargo la componente húmeda es la más variable, resulta más difícil de modelar y es la responsable de los mayores problemas a la hora del posicionamiento. Para estimar el retardo troposférico entre satélite y receptor hay que aplicar un factor de oblicuidad dependiente del ángulo de elevación del satélite a la suma de las componentes seca y húmeda para poder proyectar el retardo vertical en la dirección del satélite.

Mejoras en estos factores de oblicuidad en forma de funciones de mapping como la de Niell (1996) y el seguimiento de satélites con ángulos de elevación bajos han contribuido a mejorar la calidad del modelado de la troposfera y, en consecuencia, del posicionamiento. Dada la geometría de la intersección entre los satélites y el receptor, la componente vertical es la que conlleva mayor incertidumbre en su determinación así que al recibir la señal de satélites cercanos al horizonte, la fuerte correlación entre los retardos atmosféricos y la componente vertical del posicionamiento se atenúa (Xu, 2007). Además el hecho de no considerar únicamente la elevación del satélite en el modelado, sino incluir términos correspondientes a gradientes troposféricos azimutales (Bar-Sever et al., 1998), también ha contribuido a la mejora de la precisión del posicionamiento.

En nuestro caso, la opción que se ha seleccionado en el software RTKLIB para tratar los efectos troposféricos en la determinación de líneas base ha sido la de estimar el retardo troposférico vertical (Zenith Tropospheric Delay) incluyendo gradientes azimutales.

1.3. Resolución de ambigüedades

La clave para conseguir un posicionamiento GPS preciso es la obtención del número entero de ciclos completos de la señal de fase en dobles diferencias. A ese número entero se le denomina ambigüedad inicial de fase. En un primer momento las ambigüedades de fase no se fijan a sus valores enteros sino que se dejan “flotando”, en una segunda etapa se adoptan valores enteros para la ambigüedad. La diferencia en precisión de los resultados de posicionamiento entre flotar o fijar las ambigüedades es de un orden de magnitud, pasando de precisiones del orden de cm-dm con ambigüedades flotantes a conseguir precisiones de mm-cm al fijar las ambigüedades (Teunissen, 1996).

Entre los numerosos métodos para fijar las ambigüedades el que se ha venido imponiendo es el método LAMBDA (Teunissen, 1995) y su variante MLAMBDA (Chang et al., 2005). Este es el método implementado en el software RTKLIB. LAMBDA es un acrónimo de Least-squares AMBiguity Decorrelation Adjustment, que podría traducirse por ajuste mínimo cuadrático de decorrelación de ambigüedades. En definitiva la resolución de ambigüedades se basa la búsqueda de la solución en un hiper-elipsoide definido por la matriz varianza-covarianza de las ambigüedades flotantes. El problema es que en el procesado GPS la forma de ese hiper-elipsoide es muy elongada, lo que provoca que la búsqueda de la solución sea lenta y compleja. La clave del método LAMBDA es que mediante sucesivos cambios de base va decorrelando las ambigüedades de forma que con cada cambio de base cambia la matriz varianza covarianza con lo que cambia la forma del hiper-elipsoide que se va pareciendo a un esferoide, dónde la búsqueda de la solución es mucho más sencilla y rápida. Una vez se halla la solución de una forma más eficiente se deshacen los cambios de base efectuados para llevar la solución al momento original.

Las variantes a este método suelen introducir distintas formas o test para validar que la solución sea efectivamente la correcta, ya que una incorrecta fijación de las ambigüedades enteras sería peor que dejarlas flotando. En nuestro caso, los resultados del cálculo de las líneas base sólo se han considerado aptos en aquellas épocas de observación que contaban con las ambigüedades fijadas a sus valores enteros.

1.4. Ajuste de red

El software RTKLIB (Takasu, 2013) aporta el cálculo de las líneas base GPS, el ajuste de red posterior que se lleva a cabo para obtener las coordenadas de las estaciones de la red ha sido programado en Matlab. Antes de comenzar, como ya se ha señalado, se seleccionan las épocas de observación en las que se han fijado las ambigüedades a su valor entero. A continuación se aplica un cambio de sistema de referencia para realizar el ajuste en un sistema local este, norte, arriba. Del mismo modo que se transforman los vectores se transforman las matrices varianza covarianza asociadas, que serán las matrices cofactor de las observaciones del ajuste. Se realiza un ajuste independiente para cada época de observación. En un primer momento se ajusta como si fuera una red libre, es decir, fijando los parámetros mínimos que permitan obtener una solución. Los residuos de este primer ajuste son empleados para tratar de detectar errores groseros en alguna estación individual. En segundo lugar se eliminan las incógnitas correspondientes a las coordenadas de las estaciones de referencia fijando así sus valores.

Para cada época de observación se almacena la solución de cada estación y los valores correspondientes a la matriz varianza covarianza de los parámetros. Se almacena también, para cada componente, la media de los residuos del posicionamiento respecto a cada estación de referencia. Este valor resulta de utilidad en periodos de inestabilidad atmosférica y nos permite detectar que los resultados del ajuste pueden verse sesgados. Una vez finalizado disponemos de una serie temporal de coordenadas para cada época de observación, la dispersión en esta serie de coordenadas es alta, del orden del cm. Para poder ser capaces de detectar deformaciones de pequeña magnitud estas series de coordenadas son filtradas.

1.5. Filtro Kalman

En las primeras etapas del programa Apolo de la NASA, se daban problemas en cuanto a la correcta estimación de la trayectoria y el sistema de control. El Filtro Kalman (Kalman, 1960) resolvió el problema de la fusión de datos provenientes del radar y de los sensores inerciales para la estimación de la trayectoria. Hoy en día su uso está muy extendido para el cálculo de trayectorias combinando datos de sensores inerciales y de

GPS pero también para gran cantidad de aplicaciones orientadas al tiempo real, en las que actúa como estimador óptimo del estado de un sistema. Larson et al., (2010) emplean un Filtro Kalman en el ámbito de la vigilancia volcánica mediante GPS tratando de reducir la dispersión en las series temporales de coordenadas.

En nuestro caso, así como en del de aplicaciones orientadas al tiempo real (Kalman, 1960), cada cierto tiempo disponemos de una nueva medición “z” con su matriz de varianza covarianza R, que se debe comparar con la solución del vector de estados “x” con su matriz de varianza covarianza P. Para relacionar las observaciones con los parámetros se emplea la matriz H (ecuación 1.1). En nuestro caso, al ser las observaciones y los parámetros las coordenadas este, norte, arriba de la serie temporal la matriz H coincide con la matriz identidad. Nuestro caso ($z = x$) sería un ejemplo de un proceso de integración muy poco acoplado en la que filtramos los resultados finales del cálculo. La matriz de varianza covarianza de las observaciones R, es en nuestro caso, la matriz varianza covarianza de los parámetros del ajuste de red que se realizó anteriormente.

$$z = Hx \quad (1.1)$$

Para que sean comparables la observación con los parámetros del vector de estados, deben estar referidas al mismo instante de tiempo (k), por lo que de alguna manera debemos predecir el comportamiento de “x” en el tiempo. Para la predicción del vector de estados “x” se emplea fundamentalmente la matriz A, también podemos emplear B y “u”, en el caso de que influyan variables en la predicción que no estén incluidas en el vector de estados. En nuestro caso no será necesario recurrir a B y “u” ya que no incorporamos información extra al cálculo más allá de la referente a las coordenadas.

$$x_k = Ax_{k-1} + Bu_k \quad (1.2)$$

Del mismo modo que se lleva a cabo la predicción para el vector de estados “x” se debe hacer del mismo modo para la matriz de varianza-covarianza asociada P. La matriz Q se emplea para restarle fiabilidad al valor predicho de “x”, dependiendo de lo preciso que sea nuestro modelo de predicción.

$$P_k = AP_{k-1}A^t + Q \quad (1.3)$$

Este punto del modelo de predicción puede ser interesante si estuviéramos modelando deformaciones de las que podemos conocer un patrón de comportamiento a priori, sin embargo en nuestro caso no sería prudente asumir que la deformación fruto de las intrusiones magmáticas vaya a comportarse de ninguna forma preestablecida, por lo que, al disponer de datos cada 30 segundos, nuestro modelo de predicción se limitará a asumir que la posición se mantiene constante, por lo que la matriz A coincide con la matriz identidad. Para reducir la dispersión de la serie recurriremos a la matriz Q. Valores muy altos de la matriz Q harían que la solución histórica “x” tuviera poco peso en relación con las nuevas observaciones “z” por lo que los resultados del filtro serían más ruidosos pero reaccionarían muy rápidamente a los cambios. En cambio adoptar valores muy bajos de la matriz Q haría que las nuevas observaciones no tuvieran importancia por lo que el filtro arrojaría resultados muy poco ruidosos pero poco propensos a reaccionar con los cambios. Debemos adoptar un valor de Q intermedio, que nos permita reducir la dispersión de los datos pero que reaccione en caso de producirse una señal de deformación. En nuestro caso el valor de Q se ha determinado empíricamente, adaptando el nivel de dispersión de los datos a nuestras necesidades de vigilancia.

Una vez disponemos del valor observado y el valor predicho para el mismo tiempo, se debe decidir en qué cantidad se modifica la predicción a la vista de la nueva observación. Aquí entra la ganancia de Kalman, matriz K, que es la clave de todo el proceso.

$$K_k = P_k H^t (H P_k H^t + R)^{-1} \quad (1.4)$$

Finalmente con la ganancia de Kalman ya calculada se actualizan los valores predichos empleando la última observación.

$$x_k = x_k + K_k(z_k - Hx_k) \quad (1.5)$$

$$P_k = (I - K_k H) P_k \quad (1.6)$$

El filtrado de la serie de datos es el último paso del procesado. La solución que hemos adoptado separa las fases de obtención de líneas base con un posterior ajuste de red y finalmente el filtrado de los resultados, se consideraría una solución muy poco acoplada. Sin embargo se ha logrado dar continuidad al cálculo a lo largo de las tres fases ya que la matriz varianza covarianza de las líneas base sirve como matriz cofactor de las observaciones del ajuste de red. Y a su vez la matriz varianza covarianza de los parámetros del ajuste es la matriz R asociada a las observaciones del Filtro Kalman.

1.6. Filtro sidéreo

Es frecuente que en el cálculo de series temporales de coordenadas en redes de estaciones permanentes GPS se proporcione una solución de posicionamiento por día. Dados los movimientos lentos que caben esperar de este tipo de estaciones una solución diaria es la opción más adecuada. Las necesidades de una red de vigilancia volcánica son distintas y exigen que los resultados se proporcionen a una frecuencia más alta, por lo que debemos calcular una solución de posicionamiento para cada época de observación. Para el procesado de vigilancia volcánica que se expondrá en capítulos posteriores este periodo es de 30 segundos. Sin embargo, con carácter previo vamos a experimentar con datos RINEX a 1 segundo, para tratar de identificar movimientos asociados a los terremotos de Lorca y Alborán. Durante el terremoto de Lorca el 11 de mayo de 2011, la estación GPS LORC de la Dirección General de Patrimonio Natural y Biodiversidad de la Región de Murcia estaba registrando datos con una frecuencia de 1 segundo. Del mismo modo existen datos RINEX a 1 segundo del 25 de enero de 2016 cuando se produjo el terremoto de Alborán, correspondientes a la estación GPS ALBO del Instituto Geográfico Nacional situada en la Isla de Alborán. El procesado de datos GPS con una frecuencia de 1 segundo ha sido empleado para medir los desplazamientos producidos durante grandes terremotos como el de Denali en 2002 (Bock et al., 2004) o el de Japón en 2011 (Pollitz et al., 2011).

De esta forma podemos validar el procesado en un ámbito distinto a la vigilancia volcánica. La frecuencia de datos que es necesaria en estos movimientos asociados a terremotos es mucho mayor que la que será necesaria para monitorizar los procesos volcánicos, cuyas velocidades son muy inferiores. Por lo que, desde este punto de vista, estamos sometiendo al procesado a unas exigencias superiores a las que tendrá que responder cuando se implemente para la red Canaria de estaciones de vigilancia GPS.

Una de las primeras consecuencias de ampliar la frecuencia de muestreo en la serie de coordenadas es que se produce un aumento de la dispersión, ya que efectos que antes estaban promediados ahora se manifiestan claramente. Este es el caso del efecto multitrayectoria, que en el caso concreto de estaciones GPS permanentes dónde el entorno de la estación permanece constante en el tiempo, sigue un patrón periódico asociado a la repetición de la configuración geométrica entre los satélites y el receptor. Este periodo de tiempo en el que el patrón que provoca el efecto multitrayectoria en la serie de coordenadas se repite es aproximadamente un día sidéreo (23 horas 56 minutos y 4 segundos), de tal forma que modelando ese patrón que se vaya repitiendo cada día sidéreo en la serie de coordenadas se puede mitigar este efecto. Ha quedado demostrado que el uso del filtro sidéreo reduce la dispersión que provoca el efecto multitrayectoria en posicionamiento a alta frecuencia (Genrich & Boch, 1992; Bock et al., 2000).

Sin embargo este periodo de tiempo no es exactamente un día sidéreo y tampoco es exactamente igual para toda la constelación de satélites (Seeber et al. 1997). Esto se debe a que el criterio que se emplea para fijar la posición de los satélites es que se mantenga la longitud terrestre del nodo ascendente de la órbita (Chao y Schmitt, 1991), por lo que los efectos de la precesión de la tierra provocan que el periodo de la órbita del satélite sea aproximadamente 8 segundos más breve que un día sidéreo (Choi et al., 2004).

Ya que en nuestro caso trabajamos con datos de estaciones GPS permanentes y que necesitamos eliminar la dispersión de la serie de coordenadas subdiarias al máximo posible para tratar de aislar los movimientos causados por fenómenos sísmicos o volcánicos, la aplicación de este filtro sidéreo es de gran utilidad. La figura 2.1 muestra los efectos en la reducción de la dispersión de la serie de coordenadas de la estación GPS de LORC en Lorca procesando datos con una frecuencia de 1 segundo.

Figura 1.1: Resultado de aplicar el filtro sidéreo en la componente este de la estación GPS LORC.

Se observa una importante reducción, en torno al 50%, de la dispersión de la serie de coordenadas al aplicar el filtro sidéreo, de modo que hace posible identificar con mayor facilidad los movimientos súbitos y breves asociados a procesos sísmicos. A continuación se exponen los resultados de aplicar esta metodología para tratar de determinar el desplazamiento que sufrieron las estaciones GPS que registraron datos con una frecuencia de 1 segundo durante los terremotos de Lorca y Alborán. Además se aplicará un Filtro Kalman a la serie de coordenadas para tratar de estimar el desplazamiento permanente que se ha consolidado tras los sismos.

1.7. Lorca

El 11 de mayo de 2011 a las 16:47:25 UTC se registró en la ciudad de Lorca un sismo de magnitud momento 5.1 localizado a unos 3 km hacia el noreste de la ciudad (López-Comino et al., 2012). El sismo causó 9 muertes y más de 300 heridos, además de afectar gravemente a las edificaciones. Algunos edificios y partes del centro histórico se derrumbaron durante el proceso y un gran número de los que resultaron dañados tuvieron que ser derruidos con posterioridad. La situación de la ciudad en la dirección de la directividad explica que se produjeran daños tan graves, que no se hubieran dado únicamente por la magnitud del sismo (Rueda et al., 2014).

En cuanto a los datos GPS disponibles, en la Región de Murcia existen dos redes de estaciones permanentes que ofrecen acceso libre a sus datos, la red REGAM del Servicio de Cartografía de la Conserjería de Obras Públicas y la red Meristemum de la Dirección General de Patrimonio Natural y Biodiversidad. Ambas redes tienen una estación GPS instalada en Lorca llamada LORC, sin embargo la estación de REGAM no estaba operativa cuando se produjo el terremoto. Afortunadamente sí hay datos de la estación LORC de la red Meristemum con una frecuencia de 1 segundo. Además en el centro de la ciudad el Instituto Geográfico Nacional mantiene instalado un acelerómetro de disparo que registró datos del terremoto. La figura 2.2 muestra las distancias relativas entre el epicentro y la estación GPS y entre el epicentro y el acelerómetro.

Figura. 1.2: Mapa de situación de la estación GPS y del acelerómetro junto con la localización del sismo del 11 de mayo de 2011 en Lorca.

En el procesado de los datos RINEX, las líneas base se han calculado desde la estación LORC hasta las estaciones CRTG, CRVC y MURC, todas ellas de la red Meristemum, que se han tomado como estaciones de referencia fijando sus coordenadas. Previamente se comprobó que efectivamente sólo la estación LORC había sufrido desplazamientos mediante la obtención de los parámetros de una transformación de semejanza entre las estaciones antes y después del sismo, la única estación que presentaba residuos intolerables era LORC.

En la figura 2.3 se muestran los resultados sin aplicar ningún filtro Kalman en los que se detecta, unos 6 segundos más tarde de producirse el sismo, una amplitud máxima pico a pico del movimiento registrado por la componente norte de la estación GPS de unos 28 ± 5.2 mm. Junto con los resultados del procesado GPS se muestra el registro del acelerómetro corregido, filtrado e integrado dos veces para poder expresar los resultados en términos de desplazamiento. Se debe tener en cuenta que la frecuencia de muestreo de 1 segundo no es suficiente para registrar en detalle la totalidad del movimiento, por lo que es muy probable que la amplitud máxima pico a pico del movimiento fuese mayor en realidad en el emplazamiento de la estación GPS. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Mendoza et al., (2012), que además de procesar los datos RINEX por

dobles diferencias emplean la metodología Precise Point Positioning (PPP) descrita en Zumberge et al. (1997).

Figura 1.3: Evolución temporal de la componente norte del vector deformación en la estación GPS LORC junto con el desplazamiento registrado por el acelerómetro durante el sismo del 11 de mayo de 2011 en Lorca.

Ni la localización, ni la frecuencia de muestreo coincide en los dos sensores. De hecho la orientación del acelerómetro (N 30° O) tampoco coincide plenamente con la componente norte de la estación GPS. No se pretende deducir de la comparación de la forma de ambos datos nada más que la confirmación de que la señal detectada por el GPS corresponde efectivamente a los efectos causados por el terremoto, ya que tanto por lo breve del movimiento registrado como por su amplitud no demasiado llamativa, se podrían generar dudas. Como se comprobará más adelante, en el caso del terremoto de Alborán no será necesaria esta aclaración.

Si se dispusiera de datos de ambos sensores en el mismo emplazamiento y con la misma orientación, se podría emplear el Filtro Kalman para acoplar las dos señales con distinta frecuencia y se podría obtener un movimiento detallado por la alta frecuencia del acelerómetro y con la seguridad en la posición que aporta el GPS.

Para tratar de determinar el desplazamiento permanente producido por el sismo, se ha aplicado un Filtro Kalman a la serie de datos correspondientes a los días previos y posteriores, con el objetivo de ser capaces de apreciar más claramente los desplazamientos de pequeña magnitud que se han dado. En la figura 2.4 se representan los resultados de las componentes horizontales en la estación LORC.

Figura 1.4: Evolución temporal de las componentes este y norte del vector de deformación en la estación GPS LORC antes y después del sismo del 11 de mayo de 2011 en Lorca.

En la componente norte se produjo una deformación permanente de unos 4 ± 1.4 mm. En la componente este la deformación permanente estaría en torno a 0.7 ± 1.1 mm, de la que no podemos estar seguros ya que es inferior a la precisión. Estos resultados en componente norte coinciden con los obtenidos por González et al., (2012). En este trabajo también se procesaron los datos RINEX a alta frecuencia con el objetivo de observar

movimientos durante el terremoto. Sin embargo, aunque también aplicaron un filtro sidéreo a la serie de coordenadas, no obtuvieron resultados significativos.

En el caso del terremoto de Lorca, se ha logrado estimar el movimiento sufrido por la estación GPS durante el sismo con datos sin filtrar de una frecuencia de 1 segundo así como las deformaciones permanentes que han quedado en la estación tras emplear un Filtro Kalman a la serie de datos. Los movimientos en vertical no son significativos por permanecer por debajo de la precisión en ambos casos. Los resultados que se han obtenido aquí coinciden con los arrojados por otros trabajos por lo que nuestro procesado se comporta de forma apropiada tanto en altas frecuencias como en periodos de tiempo más largos.

1.8. Alborán

El 25 de enero de 2016 a las 04:22:00 UTC se registró en el Mar de Alborán un sismo de magnitud momento 6.3, que fue sentido ampliamente en el sur de Andalucía, Ceuta y Melilla, localizado a unos 20 km al norte de Alhucemas (Instituto Geográfico Nacional, 2016). Desde el día 21 de enero se venían registrando sismos en la zona sur del Mar de Alborán, el número total de localizaciones desde entonces es superior a 2000, más de 160 sentidos por la población y alcanzando 7 de ellos una magnitud momento mayor que 5.

En la Isla de Alborán, situada a unos 80 km al noreste del epicentro como muestra la figura 2.5, el Instituto Geográfico Nacional mantiene la estación GPS permanente ALBO, que registró datos RINEX con una frecuencia de 1 segundo durante el sismo del 25 de enero, aunque los días 27, 28 y 29 de enero se produce una pérdida de datos por problemas de alimentación en el receptor.

Figura. 1.5: Mapa de situación de la estación GPS junto con la localización del sismo del 25 de enero de 2016 en el Mar de Alborán.

En el procesado de los datos RINEX se calcularon las líneas base desde la estación ALBO hasta las estaciones permanentes GPS del Instituto Geográfico Nacional de ALME, MALA y CEU1 situadas en Almería, Málaga y Ceuta respectivamente. Tras comprobar, como en el caso de Lorca mediante una transformación espacial de semejanza, que esas tres estaciones no habían sufrido ningún movimiento asociado al sismo se consideraron estaciones de referencia y se fijaron sus coordenadas. Además se calcularon las líneas base desde la estación de MELI en Melilla también perteneciente al Instituto Geográfico Nacional. De esta estación no se ha detectado ningún desplazamiento permanente significativo, no obstante ya que la intensidad máxima registrada en España se ha dado en la ciudad de Melilla y que se produjo un movimiento durante el terremoto no se ha empleado como estación de referencia.

En la figura 2.6 se representan las componentes horizontales de la estación ALBO sin la aplicación de ningún Filtro Kalman durante el sismo del 25 de enero. El máximo desplazamiento de pico a pico en la componente norte alcanza los 163 ± 5.9 mm. Los puntos máximos y mínimos en las componentes este y norte se van alternando, además se aprecia claramente que la amplitud del movimiento en la componente este fue menor que en la norte. La mayor magnitud de este sismo comparado con el de Lorca hace que en

este caso no haya duda sobre el registro del movimiento del receptor GPS que recuerda mucho más a una señal propia de un sismómetro.

Figura 1.6: Evolución temporal de las componentes este y norte del vector deformación en la estación GPS ALBO durante el sismo del 25 de enero de 2016 en el Mar de Alborán.

A diferencia que con un sismómetro, en ese caso podemos obtener una estimación del desplazamiento permanente que ha sufrido el terreno sobre el que se asienta el receptor GPS. Los datos RINEX correspondientes a los días previos y posteriores al sismo han sido procesados y se ha aplicado un Filtro Kalman que permita una mejor apreciación del desplazamiento permanente tras el sismo. En la figura 2.7 se muestra la ausencia de datos en los días inmediatamente posteriores por falta de alimentación en la estación. Aun careciendo de esos datos los resultados muestran que se produjo un desplazamiento permanente en componente este de unos 2.4 ± 1.3 mm mientras que en la componente norte estaría en torno a 0.8 ± 1.6 mm, si bien es cierto que de este último valor no podemos estar seguros. De nuevo en la componente vertical no se aprecian movimientos significativos.

Figura 1.7: Evolución temporal de las componentes este y norte del vector deformación en la estación GPS ALBO antes y después del sismo del 25 de enero de 2016 en el Mar de Alborán.

En este caso, a diferencia del caso de Lorca, no se han podido contrastar los resultados obtenidos al no encontrar, a fecha en la que se redactan estas páginas, ninguna publicación al respecto. No obstante el propósito que se perseguía de someter al procesado a un entorno de prueba para comprobar su comportamiento a la hora de detectar deformaciones se ha visto cumplido.

1.9. Marea y carga oceánica

Al calcular la posición de la estación GPS para cada época de observación (en este caso 30 segundos para el procesado subdiario de Canarias), se distinguen en la señal fenómenos que, aunque presentes de igual forma en la media diaria, no son apreciables de manera visual en este último caso. Un claro ejemplo es la influencia de la marea terrestre y la carga oceánica en las series de coordenadas. Dichos fenómenos se originan como consecuencia de la variación temporal de la posición de la Tierra en el espacio con respecto a los distintos cuerpos celestes, principalmente el Sol y la Luna (Wilhelm et al., 1997). Ocasionalmente, estos efectos son perceptibles en la componente vertical de las series temporales de coordenadas de las estaciones GPS de El Hierro, como se puede observar en la figura 1.8, donde se puede ver de manera muy clara como la señal tiene componentes diurnas y semidiurnas.

La contribución de estos efectos de marea terrestre y carga oceánica, es aún más evidente si analizamos el contenido espectral en frecuencias de nuestra señal. Una manera de verlo es aplicando la transformada de Fourier sobre las series temporales de nuestras coordenadas. De éste modo, podemos observar en la figura 1.9 como el espectro de frecuencias de la señal temporal de la estación GPS HI08, muestra amplitudes especialmente altas en las componentes de marea diurna, y algo menores en la semidiurna, terdiurna y cuardiurna.

Figura 1.8: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI08 durante la segunda mitad del mes de mayo de 2013.

La magnitud de estas amplitudes varía dependiendo de la estación GPS que estemos considerando, o el periodo de tiempo que se analice. Sin embargo, en todas las estaciones y en cualquier intervalo temporal superior a 2 semanas las frecuencias correspondientes a las componentes de marea son claras.

Figura 1.9: Resultado de la aplicación de la Transformada rápida de Fourier mostrando el contenido en frecuencias de la componente vertical de la estación GPS HI08.

Los modelos globales empleados para el tratamiento de datos GPS como el FES2004 (Lyard et al., 2006) presentan problemas al aplicarlos en determinados lugares (Benavent, 2010). Para poder evaluar correctamente los efectos de la carga oceánica en islas relativamente pequeñas es de gran importancia disponer de una cartografía exacta de la línea de costa (nivel de detalle que no es esperable en un modelo global), o bien, modelos locales obtenidos a partir de mediciones in situ (Arnos et al., 2006).

Para tratar de minimizar estos efectos sobre las series de coordenadas se ha empleado la librería para Matlab T_TIDE (Pawlowicz et al., 2002). Esta herramienta ha sido empleada en otras ocasiones para el análisis de mareas en series de coordenadas GPS (Prates et al., 2013a). Pese a los esfuerzos realizados, y aunque se logró identificar las ondas constituyentes de marea, no fue posible obtener un modelado para cada estación que ofreciera resultados satisfactorios independientemente del periodo de tiempo considerado. Hay que tener en cuenta que se está tratando de modelar los efectos

residuales tras la aplicación de un modelo global de mareas en dobles diferencias, con un ajuste de red posterior.

Dadas las dificultades encontradas para obtener un modelo conjunto de marea y carga para cada estación, se optó por una solución consistente en la realización de un filtrado de las 4 frecuencias que asociamos con las componentes de marea. Para ello, se ha llevado a cabo un ajuste mínimo cuadrático para cada día. Asumimos que la señal de deformación está afectada por el resultado de sumar las contribuciones de esas cuatro componentes de marea.

$$x_n \approx \sum_{i=1}^4 A_i \text{sen}(2\pi f_i t_n + \gamma_i) \quad (1.7)$$

Para definir cada componente de marea necesitamos determinar su frecuencia (f_i), amplitud (A_i) y fase inicial (γ_i). Conocemos las frecuencias por lo que hay que obtener las amplitudes y las fases iniciales. Para ello se realiza un ajuste diario sobre la serie temporal de coordenadas conocidas (x_n), con datos cada 30 segundos (t_n), por lo que n va desde 1 hasta 2880.

Una de las dudas que puede surgir por el hecho de aplicar esta metodología, es si el filtrado aplicado a la señal temporal, puede eliminar una parte de señal que correspondiese a deformación. Se ha comprobado empleando datos de las distintas reactivaciones que el filtrado de las frecuencias de componentes de marea no distorsiona la señal de fondo, que es de una frecuencia más baja que las que estamos filtrando. En la figura 1.10 se muestran los resultados para la componente vertical de la estación HI05 durante la reactivación de marzo de 2013.

Por los datos de los que disponemos, no parece probable observar una señal de deformación volcánica que en el mismo día presente un comportamiento similar a los efectos de la marea sobre la serie de coordenadas. La solución de filtrar las frecuencias correspondientes a las componentes de marea resulta ser una vía que se ajusta adecuadamente a las necesidades del control de deformaciones para la vigilancia volcánica en Canarias.

Una solución intermedia que podría ser objeto de consideración en futuros trabajos y no requeriría filtrar frecuencias de la serie de coordenadas, con las

precauciones que ello conlleva, es la sustitución del modelo global por modelos locales desarrollados específicamente como el de Arnosó et al., (2006).

Figura 1.10: Resultados de aplicar el ajuste diario para modelar las influencia de la marea y la carga oceánica en la componente vertical de HI05 durante la reactivación volcánica de marzo de 2013.

Como ya se ha descrito, en el procesado de los datos GPS se emplea el método de las dobles diferencias, que es el que mejores precisiones nos ofrece, y dadas las características del volcanismo monogenético en las Islas Canarias, es necesario emplear estaciones de referencia que estén situadas fuera de la isla dónde se esté produciendo la reactivación volcánica. Si se trabajara con la metodología Precise Point Positioning (PPP) descrita en Zumberge et al. (1997) no sería necesaria esta matización, ya que con esta metodología de cálculo en la obtención de coordenadas de cada estación sólo intervienen los datos de observación de la propia estación, sin realizar dobles diferencias con ninguna estación de referencia, ni un ajuste de red posterior. Por lo que para poder emplear el modelo local trabajando con dobles diferencias, todas las estaciones de la red procesada deberían estar en el archipiélago canario.

1.10. Troposfera

En ciertas ocasiones se presentan cambios bruscos en las series de coordenadas que se recuperan al cabo de uno o dos días. En la figura 1.11 se muestra uno de estos episodios para la estación HI08. El hecho de que las coordenadas de la serie vuelvan a recobrar la misma tendencia que tenían antes del cambio, y que sea muy complicado dar con una explicación para que una estación GPS permanente presente este comportamiento, nos hace pensar que son puntos anómalos, errores, sesgos en el cálculo de las coordenadas de la estación GPS. El disponer de datos de posición subdiarios es de mucha utilidad en este caso, ya que el cambio brusco en las coordenadas, o su recuperación, en muchas ocasiones se producen al comenzar o al finalizar el día. Teniendo en cuenta que se procesan datos RINEX diarios con épocas de observación cada 30 segundos, parece claro que si los cambios bruscos se producen a las 00:00:00 y a las 23:59:30, existe alguna causa que está sesgando el cálculo de posición en los datos de ese día. Un error en las efemérides podría causar el problema, pero afectaría a todas las estaciones de la red.

Si considerásemos el caso contrario habría que buscar algún proceso capaz de desplazar muy rápidamente la estación, con su monumentación, exactamente a esa hora y al poco tiempo recuperar la posición. Descartando la influencia de cualquier tipo de acción humana sobre la estación vamos a considerar que se trata efectivamente de un sesgo en las coordenadas, y a intentar descubrir su causa.

Figura 1.11: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI08 durante el mes de octubre de 2015.

Para tratar de averiguar qué provoca estos episodios vamos a emplear el que sufrió la estación HI03 el 9 de diciembre de 2013 centrándonos en su componente vertical. Dadas las precisiones que se alcanzan hoy en día en la determinación de la posición de los satélites, las mayores fuentes de error en el posicionamiento son debidas a efectos multitrayectoria y a los retardos troposféricos (Larson et al., 2010). El uso del filtro sidéreo para paliar los efectos multitrayectoria ya se ha tratado en capítulos anteriores y, en cuanto al retardo troposférico, el software de procesado incluye los términos de gradiente troposférico azimuthal (Bar-Sever et al., 1998) que mejoran la precisión en el posicionamiento (Gegout et al., 2011). La figura 1.12 muestra el cambio brusco de esa componente vertical junto con la estimación del retardo troposférico. Se observa una caída súbita en el valor del retardo troposférico coincidiendo en el tiempo con la variación en la vertical de la estación. Para obtener una solución de posicionamiento del receptor conociendo la posición de los satélites es necesario estimar simultáneamente los retardos atmosféricos que sufre la señal. Por lo que una mala determinación del retardo troposférico produciría un sesgo en las coordenadas.

Figura 1.12: Evolución temporal de la componente vertical del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y del retardo troposférico (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en diciembre de 2013.

Parece claro que dos parámetros altamente correlacionados en el procesado GPS como son las coordenadas del receptor y el retardo troposférico sufren fuertes caídas simultáneas. Sin embargo ambos parámetros son determinados por el software de cálculo, sería necesario disponer de datos independientes al procesado GPS que puedan ofrecer información adicional sobre el estado de la troposfera en esos momentos.

Afortunadamente se da la circunstancia de que en las inmediaciones de la estación GPS HI03 se encuentra una estación meteorológica de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) con los datos abiertos al público. En la figura 1.13 se representan simultáneamente las coordenadas de la componente vertical de HI03 con el registro de humedad de la estación meteorológica. La correlación entre ambas señales es muy clara. La variación brusca de la humedad registrada en la estación meteorológica explica los cambios detectados en la posición de la estación. Para despejar las dudas completamente necesitaríamos los datos de un radiómetro vertical en la estación que nos proporcionase datos del contenido en vapor de agua de la atmósfera, y emplear estos datos para construir un fichero RINEX meteorológico que se pueda emplear en el procesado GPS. Sin

embargo, la relación es tan clara que en este caso los datos de humedad en superficie parecen más que suficientes para comprobar que el software no es capaz de reaccionar a un cambio brusco en la componente húmeda del retardo troposférico y esto provoca un sesgo en las coordenadas. De hecho, se ha comprobado que errores causados en la determinación de la contribución de la componente húmeda de la troposfera provocan un sesgo en la estimación del retardo troposférico cenital y, en consecuencia, en el posicionamiento (Tregoning and Herring, 2004).

Figura 1.13: Evolución temporal de la componente vertical del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y del porcentaje de humedad proporcionado por AEMET (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en diciembre de 2013.

Cómo ya se ha señalado, estos episodios en los que la serie de coordenadas experimenta un cambio brusco que se recupera al poco tiempo y se vuelve a instalar en la misma posición ocurren con relativa frecuencia. Si se trata de un momento de calma entre reactivaciones el fenómeno no tiene mayores consecuencias. El problema puede surgir cuando, mientras se está produciendo una reactivación, se produce este sesgo en las coordenadas de las estaciones GPS de vigilancia.

El día 3 de octubre de 2011, una semana antes de la erupción, se produjo un episodio similar que se manifestó sobre todo en las coordenadas de HI03 y FRON, las gráficas de deformación de todas las estaciones GPS de la red de vigilancia figuran en el Anexo A. En aquellas circunstancias, cuando se estaba llevando a cabo una monitorización de la reactivación volcánica, y teniendo en cuenta que no se había registrado antes un fenómeno similar ya que la gran mayoría de la red de vigilancia GPS estaba recién instalada, este efecto puede ser interpretado, de alguna manera, como si fuese una señal precursora.

Si nos centramos esta vez en la componente norte de HI03 y repetimos la comparación con la estimación del retardo troposférico, volvemos a encontrar un patrón muy similar que se representa en la figura 1.14. Una caída súbita en el valor del retardo troposférico estimado para esa estación, coincidiendo cronológicamente con un sesgo, en este caso hacia el sur, de las coordenadas.

Figura 1.14: Evolución temporal de la componente norte del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y del retardo troposférico (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en octubre de 2011, previo a la erupción.

Sin embargo, en este caso no encontramos una correlación tan clara con los datos de humedad de la AEMET, cuya relación con la componente norte de HI03 se muestra en la figura 1.15. Los valores de humedad que coinciden con el comienzo del sesgo en las coordenadas no destacan especialmente. Si bien es verdad que se produce un movimiento brusco de bajada en los valores de humedad y que la posterior recuperación sí que coincide con los datos correspondientes de posición de la estación GPS. En el caso anterior la variación de humedad se ajustaba perfectamente en el tiempo al movimiento de las coordenadas de la estación. Se ha de tener en cuenta que la estación meteorológica de la AEMET sólo ofrece datos en superficie, y que la señal GPS se ve afectada a lo largo de todo su recorrido por la atmósfera. Se podría decir que el caso anterior se dio cierta fortuna ya que los datos en superficie eran suficientes para ver la relación de forma muy clara.

Figura 1.15: Evolución temporal de la componente norte del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y del porcentaje de humedad proporcionado por AEMET (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en octubre de 2011, previo a la erupción.

Para el proceso del 3 de octubre de 2011 resulta más esclarecedor no comparar el sesgo en las coordenadas de la estación GPS con los datos de humedad, sino con los valores de precipitación acumulada cada 24 horas que muestra la figura 1.16. Si además, representamos la componente norte de la deformación aplicando un Filtro Kalman más suave, se aprecia perfectamente cómo justo al procesar un nuevo fichero RINEX de 24 horas los resultados vuelven a la tendencia que mantenían antes del producirse las inestabilidades atmosféricas, confirmando el sesgo que se produce en la solución de posicionamiento. La relación de la precipitación con la componente húmeda del retardo troposférico es también directa, y en este caso explica de forma mucho más gráfica el sesgo en las coordenadas que los valores de humedad, que tan claros resultaban en el caso anterior.

En cuanto al diagnóstico del problema, por lo anteriormente expuesto parece que es muy posible que un cambio repentino en el contenido de vapor de agua de la atmósfera provoque una incorrecta estimación del retardo troposférico en el procesado de los datos de las estaciones GPS, lo que tiene una influencia directa en los valores de posicionamiento, proporcionando unas soluciones que están claramente sesgadas y no representan el movimiento real de la estación GPS. Esto debe tenerse presente a la hora de usar los datos de deformación para interpretar procesos volcánicos, siendo necesario asegurarse de la calidad del dato cuando se producen movimientos súbitos como estos.

En cualquier caso, los resultados sesgados del posicionamiento GPS para estos días, no se pueden emplear ni para confirmar ni para desmentir cualquier fenómeno volcánico que estuviera ocurriendo en esos días (López et al., 2017). Hasta que no seamos capaces de eliminar los efectos de la troposfera en esos días, los resultados del GPS simplemente no han de tenerse en cuenta.

Figura1.16: Evolución temporal de la componente norte del vector deformación en la estación GPS HI03 (eje izquierdo) y de la precipitación diaria total proporcionada por AEMET (eje derecho) durante un episodio de inestabilidad atmosférica en octubre de 2011, previo a la erupción.

Aunque se haya detectado el origen del problema que ocasionaba esos sesgos repentinos en las series de coordenadas, actualmente el procesado de datos GPS no es capaz de corregir por sí mismo estos episodios de cambios bruscos en las condiciones meteorológicas. Hasta que no seamos capaces de disponer de un procesado que sea robusto ante estos fenómenos debemos ser conscientes de la necesidad de llevar un control minucioso de las condiciones meteorológicas que se den en las estaciones GPS, la instalación de estaciones meteorológicas propias junto a los propios receptores sería recomendable, con el propósito de poder interpretar correctamente la información de las gráficas de deformación.

Capítulo 2: Relación entre deformación y sismicidad en la isla de El Hierro durante las reactivaciones volcánicas de 2011 a 2014

El Hierro es la más joven de las Islas Canarias. Es la menor de las siete islas principales y está situada en el extremo sudoccidental del archipiélago volcánico. Gracias a su singular localización, durante una asamblea en París el 25 de abril de 1634 convocada por el cardenal Richelieu, se acordó fijar el meridiano origen en la parte más occidental de la Isla de El Hierro para poder manejar longitudes positivas en toda Europa. El propio rey de Francia Luis XIII ratificó el acuerdo. Las dificultades de la época para la determinación de la longitud complicaban la adopción de forma generalizada de un meridiano origen. Finalmente en 1884 se estableció Greenwich como nuevo meridiano origen.

En julio de 2011 se comenzaron a detectar señales precursoras de actividad volcánica, que unos tres meses después desembocaron en la erupción submarina del 10 de octubre, la primera erupción volcánica producida en Canarias desde la erupción del Teneguía en la Isla de La Palma en 1971. Desde el comienzo del proceso el Instituto Geográfico Nacional, encargado de la vigilancia volcánica en España, estuvo coordinado con el Comité de Seguimiento y Vigilancia Volcánica previsto en el Plan Específico de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico PEVOLCA.

Ésta ha sido la primera erupción submarina en las Islas Canarias de la que tenemos constancia en unos 600 años de registro histórico, en los que hay noticia de al menos 17 erupciones monogenéticas (Romero, 1991) y la primera erupción en las Islas Canarias que se ha podido monitorizar instrumentalmente desde los momentos iniciales (López, C. et al. 2012). Con anterioridad a 2011 en la Isla de El Hierro la única posible erupción de la que hay noticia es la de Lomo Negro de 1793 (Hernández-Pacheco, 1982).

Previamente a julio de 2011 en la Isla de El Hierro sólo había una estación GPS pública, FRON, perteneciente a la red de estaciones permanentes GPS del Gobierno de Canarias GRAFCAN. El Instituto Geográfico Nacional disponía de dos estaciones sísmicas en la isla. CTIG, un sensor banda ancha de tres componentes y CHIE, sensor de corto periodo y de componente vertical. Desde que se detectaron las primeras señales precursoras el Instituto Geográfico Nacional desplegó muy rápidamente una red de vigilancia multiparamétrica en toda la isla. En la figura 2.1 se muestra el estado final de la red de estaciones permanentes GPS. HI00, la estación situada en la capital Valverde, es fruto de la colaboración con el CSIC.

Existen ciertas particularidades en el procesado GPS para este caso. En primer lugar hay grandes diferencias de altitud entre las estaciones. De este a oeste la isla comprende unos 30 km y la parte alta está a unos 1500 m sobre el nivel del mar. Esto implica que las condiciones meteorológicas pueden ser muy diferentes de una parte de la isla a otra, aunque exista muy poca distancia que las separe, lo que puede influir en el procesado GPS. Por otra parte, la deformación producida por las intrusiones volcánicas ha afectado a toda la isla lo que nos obliga, al trabajar con el método de dobles diferencias, a emplear estaciones de referencia situadas en otras islas. Eso implica que las líneas base que se calculan entre estaciones de la isla son mucho más cortas que las líneas base a las estaciones de referencia. Las estaciones de referencia empleadas son LPAL, situada en el Observatorio del Roque de los Muchachos de La Palma, e IZAN en el Observatorio Atmosférico de Izaña en Tenerife. Son estaciones de calidad y con una larga serie de datos, empleadas por organismos internacionales como IGS y EUREF respectivamente y mantenidas por el Instituto Geográfico Nacional. Se ha empleado la velocidad de estas estaciones de referencia en el ajuste de red para evitar tener que corregir el movimiento de placa a posteriori, con la intención de aislar de la deformación detectada las causas ya conocidas y observar mejor el proceso volcánico.

Figura 2.1: Mapa de la red de estaciones permanentes GPS de vigilancia volcánica en El Hierro junto con la localización de la erupción de 2011.

Desde la erupción de 2011 se han producido seis reactivaciones volcánicas en El Hierro. En junio de 2012, septiembre de 2012, diciembre de 2012, marzo de 2013, diciembre de 2013 y marzo de 2014. Estas reactivaciones han sido objeto de numerosos estudios centrados tanto en deformación (González et al., 2013; García et al., 2014; Klugel et al., 2015; Benito-Saz et al., 2017) como en sismicidad (Díaz Moreno et al., 2015; Telesca et al., 2016).

Para tratar de relacionar la deformación con la sismicidad en cada reactivación se han empleado los siguientes indicadores: para la deformación se toma la evolución temporal del módulo del mayor vector deformación en la red de estaciones GPS. En cuanto a la sismicidad, se calcula la energía sísmica liberada acumulada E (en julios) durante cada reactivación volcánica, empleando la clásica relación de Gutenberg (1956a; 1956b)

$$\log_{10} E = 1.5 M + 4.8 \quad (2.1)$$

Siendo M la magnitud de cada terremoto, las cuáles han sido obtenidas del catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional, los eventos son registrados manualmente por un operador y la magnitud empleada es mbLg.

A continuación se trata cada una de las reactivaciones en la isla de El Hierro aportando información sobre la localización de los epicentros y sobre la estación GPS que mayor deformación haya registrado en cada reactivación. Sobre procesado GPS subdiario en El Hierro cabe destacar el trabajo de Prates et al., (2013b). En su caso, emplea el software Bernese con metodología de dobles diferencias y al igual que nosotros emplea el Filtro Kalman. En nuestro caso empleamos una librería de código abierto, RTKLIB, y funciones propias. Hemos puesto a prueba nuestro procesado, implementado el filtro sidéreo, y se ha demostrado capaz de detectar los movimientos del terreno asociados a los terremotos de Lorca y Alborán. Además, en nuestro caso elaboramos un estudio más detallado de las peculiaridades del trabajo con GPS en la Isla de El Hierro, tratando de forma pormenorizada los efectos de marea y carga oceánica en las series de datos y teniendo en cuenta los posibles sesgos que pueden introducir en la serie de coordenadas episodios de inestabilidad atmosférica durante los cuales no se estima correctamente el retardo troposférico.

2.1. Julio de 2011

El 19 de julio de 2011 cientos de pequeños sismos se empezaron a localizar en el norte de la isla. Hasta principios de septiembre la actividad sísmica se concentró principalmente en la zona de El Golfo en el norte, a unos profundidad de entre 10 y 15 km. A lo largo del mes de septiembre los sismos fueron migrando hacia el sur como se muestra en la figura 2.2. En este mismo período parece observarse una mayor profundidad en los hipocentros de entre 12 y 17 km.

A finales de septiembre se produjo un incremento súbito en la energía liberada por la sismicidad, que migró un poco más hacia el sur, siendo más de 100 terremotos sentidos por la población (Meletlidis et al., 2015). La profundidad de los hipocentros se mantuvo entre los 12 y 14 km. El 8 de octubre se produjo un terremoto $M_L=4.3$ a 12 km de profundidad y a 1.5 km de la costa (del Fresno et al., 2015). Finalmente el 10 de octubre se detectó una señal de tremor volcánico (Tárraga et al., 2014), y dos días más tarde los cambios en la superficie del mar confirmaron la erupción submarina, durante unas 30 horas antes de la erupción se estuvo registrando una sismicidad superficial (Domínguez et al., 2014). Durante la erupción se hallaron globos de lava flotando brevemente en el mar, hasta que se liberaba el gas que encerraban y se hundían. Estos globos de lava resultaron estar compuestos por xenopumitas (Meletlidis et al. 2012). Toda la información detallada sobre el seguimiento de las fases pre-eruptivas puede encontrarse en López, C. et al. (2012).

Figura 2.2: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 y desembocó en la erupción del 10 de octubre de 2011.

Como ya se ha dicho, la única estación GPS disponible que registró el periodo completo de reactivación desde julio de 2011 fue FRON, estación pública perteneciente al Gobierno de Canarias. En la figura 2.3 se muestran los resultados del Filtro Kalman sobre

las tres componentes de la deformación con datos cada 30 segundos. Los resultados del resto de estaciones GPS que instaló en la isla el Instituto Geográfico Nacional se encuentran en el Anexo A.

Figura 2.3: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011.

La deformación hacia el este se muestra muy constante durante todo el período. La elevación de la estación es también relativamente lineal hasta finales de septiembre. Es en la componente norte dónde se observa un claro cambio de pendiente hacia mediados del mes de septiembre, cuando la sismicidad estaba migrando hacia el sur. Varios días antes de la erupción la deformación se había estabilizado, la tendencia en las tres componentes se aproxima a la horizontal.

Con el propósito de comparar la evolución de la sismicidad y de la deformación, en la figura 2.4 se muestra en el eje izquierdo la deformación total acumulada y en el eje derecho la energía sísmica liberada. Los ejes se han escalado para hacer coincidir los valores máximos de ambas señales. A la hora de la representación de la deformación se

ha escogido la estación FRON, que alcanzó los 5 cm en total, para poder comparar con una serie de datos completa. Sin embargo la zona de mayor deformación está situada al sur de la isla cerca de Tacorón. En el trabajo de Gonzalez et al. (2013) empleando InSAR se detecta una deformación de 10 cm a lo largo de la línea de visión del satélite.

Figura 2.4: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS FRON (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011.

Se puede observar que la forma de las señales es muy distinta. En el caso de la deformación el crecimiento es mucho más constante a lo largo del tiempo, a diferencia de la energía sísmica liberada que experimenta un cambio brusco en la fase final, alcanzando cotas mucho mayores que incrementan en un orden de magnitud los valores que se venían registrando. Fijándonos en los momentos iniciales parece que ambas señales comienzan a aumentar simultáneamente. Asimismo en la parte final recuperan la horizontalidad de forma bastante pareja. Por lo que, atendiendo a los momentos iniciales y finales, ambas señales parecen ir acompañadas, sin embargo durante todo el proceso intermedio la diferencia entre ellas es muy notable. Por correlación cruzada se ha calculado el desfase

temporal entre ambas señales. En este caso la señal de deformación precede a la señal de sismicidad en 33.9 días.

La erupción submarina tuvo lugar a muy poca distancia de la localidad de La Restinga, situada en el extremo sur de la isla. Dada su situación de proximidad con el volcán submarino tuvo que ser evacuada en 2 ocasiones. Precisamente allí está ubicada la estación del Instituto Geográfico Nacional HI09.

Debido a que la sismicidad comenzó en el norte de la isla y fue migrando hacia el sur, el despliegue de la red de vigilancia GPS siguió el mismo patrón. De forma que las estaciones del sur de la isla como HI09 fueron de las últimas en instalarse, por lo que los datos de deformación para el periodo pre-eruptivo en estas estaciones son escasos, no obstante sí que registraron datos interesantes correspondientes al periodo eruptivo. La figura 2.5 muestra los resultados de esa estación para las fechas inmediatamente posteriores a la confirmación de la erupción hasta fin de año.

Figura 2.5: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación HI09 durante la erupción de 2011.

En la componente vertical se observa una deflación de unos 2 cm, posiblemente asociada a la expulsión de material por el volcán submarino. En las componentes horizontales parece apreciarse una leve deformación hacia el noroeste. Estos momentos que siguen a la erupción submarina son los únicos en los que se ha observado deflación en una estación GPS en todo el periodo de reactivaciones 2011-2014. En el resto de casos, en los que no se expulsó material volcánico, la deformación vertical siempre ha sido un movimiento de inflación que se ha consolidado en el tiempo y no ha revertido.

A finales de febrero de 2012 la señal de tremor volcánico era ya muy débil. Pocos días más tarde, el 5 de marzo de 2012, se da por finalizada la erupción oficialmente, que duró más de 4 meses (Martí et al., 2013) y a finales de junio de 2012 comienza otra reactivación volcánica. En la figura 2.6 se observa la componente norte de la deformación de las estaciones del sur de la isla HI09 y HI10 en el tiempo que transcurre desde principios de año hasta la nueva reactivación. Desde mediados de febrero hasta finales de junio, cuando comienza la reactivación de junio de 2012, la estación HI09 se desplazó unos 9 mm hacia el sur y la estación HI10 se desplazó unos 4 mm también hacia el sur.

Figura 2.6: Evolución temporal de la componente norte de los vectores deformación de las estaciones HI09 y HI10 desde comienzos de 2012 hasta antes de la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012.

Al carecer de un registro histórico de la deformación en esa zona, no podemos descartar que parte de esa deformación no fuera habitual antes de sufrir la reactivación volcánica. Si bien es muy probable que este movimiento hacia el sur de las estaciones del sur de la isla, más próximas a la erupción submarina, puede relacionarse con deslizamientos o asentamientos del terreno después de haber sufrido el paso y la salida del magma. También cabría pensar que se tratase de algún tipo de precursor de la reactivación volcánica de junio de 2012. El desplazamiento observado durante este periodo es hacia el sur y las deformaciones que provocó la nueva reactivación en HI10 fueron hacia el noreste, aunque HI09 sí que tuvo un súbito movimiento hacia el sur que se fue recuperando a lo largo de la reactivación (Anexo A).

2.2. Junio de 2012

A finales de junio de 2012 comienza la segunda reactivación volcánica en El Hierro, que será de unas tres semanas de duración, muy inferior a los tres meses de la anterior que condujo a la erupción submarina. Además de ser mucho más breve se liberó más energía sísmica y las deformaciones registradas fueron superiores. Únicamente en la reactivación de marzo 2013 se liberaron mayores cantidades de energía sísmica y se alcanzaron deformaciones más altas que en esta reactivación.

La sismicidad surgió por el centro de la isla, en un primer momento y fue migrando hacia el oeste y más adelante hacia el sudoeste como se puede apreciar en la figura 2.7. Al observar la evolución temporal de la sismicidad asociada al cambio de color, se puede ver que las localizaciones de los epicentros correspondientes a la segunda mitad de la reactivación, en colores cálidos y verdes, están muy próximos entre sí. Lo que nos indica que la migración se produjo sobre todo en la primera mitad de la reactivación, representada en colores fríos.

Figura 2.7: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012.

La dispersión geográfica de los terremotos va aumentando a medida que migran hacia el sudoeste, la zona en la que se localiza la sismicidad se va haciendo más extensa según avanza el tiempo. En esta ocasión la profundidad de los hipocentros se mantuvo relativamente constante durante todo el periodo de reactivación entre los 18 y 22 km. La magnitud del mayor terremoto localizado durante este periodo de reactivación fue de 4.2 mbLg. Esta reactivación produjo los terremotos de mayor magnitud desde los momentos iniciales, en esta ocasión no se acumularon especialmente en los últimos días.

En cuanto a los datos de la red de estaciones GPS en la isla, fue la estación HI10 la que registró mayores deformaciones que llegaron a alcanzar los 11 cm. Como se muestra en la figura 2.8 fue una deformación muy rápida en los primeros momentos. Se

produce una inflación junto con un movimiento en horizontal principalmente hacia el este y en menor medida hacia el norte.

Figura 2.8: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012.

El hecho de que a medida que la sismicidad va migrando se aleja de la estación GPS podría relacionarse con que la deformación sea tan rápida al principio del proceso y vaya estabilizándose cuando la distancia a los terremotos va en aumento.

Si relacionamos, de nuevo usando dos ejes de ordenadas, la deformación total acumulada en la estación GPS HI10 con la energía sísmica liberada acumulada a lo largo de la reactivación volcánica y escalamos dichos ejes para hacer coincidir los valores finales de ambas señales en la figura 2.9 se aprecian elementos comunes con la reactivación anterior. El momento en que ambas señales comienzan a despuntar coincide, y en la parte final las dos tienden a la horizontalidad. Sin embargo la evolución durante la reactivación parece distinta. La deformación crece muy rápido en los momentos iniciales,

a diferencia de la reactivación anterior dónde presentaba una evolución relativamente lineal a lo largo de todo el proceso.

Figura 2.9: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI10 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012.

La gráfica de energía vuelve a presentar un salto brusco, pero no es tan acusado como en el caso anterior, y no se produce un crecimiento tan lento en los primeros momentos de la reactivación, sino que el aumento de la energía sísmica acumulada es notable desde el principio. Se podría decir que, aunque son diferentes, las dos señales se parecen mucho más entre sí en esta reactivación de lo que se parecían en la anterior. En este caso el desfase temporal entre las señales es de 3.6 días, 10 veces menor que el correspondiente con la anterior reactivación.

La siguiente reactivación se produce en septiembre de 2012, sin que se produzca ningún signo de deflación en las estaciones GPS ni se detecte ningún movimiento en los dos meses que transcurren entre reactivaciones.

2.3. Septiembre de 2012

En septiembre de 2012 se produjo una reactivación breve, de apenas una semana de duración, la figura 2.10 muestra cómo la sismicidad se concentró en el centro de la isla, con una mínima migración durante el primer día que se aprecia en los tonos de azul más oscuro. La profundidad de los hipocentros se mantuvo constante y similar a la reactivación anterior entre 18 y 22 km. La magnitud del mayor terremoto localizado durante este periodo de reactivación fue de 3.2 mbLg.

En esta tercera ocasión que se produce un fenómeno volcánico en el periodo 2011-2014 se volvió a repetir la tendencia de encontrar reactivaciones cada vez más breves en cuanto a tiempo. Sin embargo, si atendemos a los niveles de energía sísmica liberada y deformaciones del terreno, fueron mucho menores que en las reactivaciones anteriores. Mientras que la reactivación de junio de 2012 presentó mayores deformaciones y una energía sísmica acumulada más alta que su predecesora, en este caso no ha sido así. La distribución temporal de la magnitud de los sismos en esta nueva reactivación ha sido mucho más uniforme que en la anterior, que a su vez ya fue más uniforme que en la primera reactivación de julio de 2011.

Figura 2.10: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012.

Las mayores deformaciones se produjeron en la estación GPS HI08, que sufrió una inflación superior a 3 cm y un desplazamiento horizontal principalmente hacia el norte de 2 cm y muy levemente hacia el este, como se puede comprobar en la figura 2.11. En este caso la deformación presentó un comportamiento lineal en el tiempo, sin mostrar grandes variaciones de pendiente en la variación de coordenadas. En esta reactivación

apenas hubo migración de la sismicidad por lo que la distancia entre los terremotos y la estación se mantuvo relativamente constante a lo largo de todo el periodo.

Figura 2.11: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012.

Atendiendo a la comparación entre deformación total en la estación GPS y energía sísmica liberada acumulada de la figura 2.12 se aprecia que en esta ocasión la forma de las señales es prácticamente la misma, desplazada 0.5 días en el tiempo.

En este aspecto se mantiene la tendencia que se venía viendo en las anteriores reactivaciones. En la primera las señales de energía y deformación eran muy distintas entre sí. En la segunda reactivación estas señales, aunque seguían siendo diferentes, se asemejaban más la una a la otra. Y finalmente en este caso podemos apreciar como la forma de ambas es muy parecida, aunque no coincidan temporalmente como ya se ha señalado, el crecimiento en la señal de deformación precede ligeramente al de la energía.

Figura 2.12: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI08 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012.

En menos de tres meses, a finales de diciembre de 2012, se volvió a producir una reactivación volcánica. En ese periodo de tiempo que transcurre entre una reactivación y otra no se detectó ningún movimiento o tendencia de deformación en la red de estaciones GPS de la isla. De todas formas, no es descartable que se produzcan movimientos que sean lo suficientemente lentos y/o de una magnitud inferior a la dispersión de las series de coordenadas, como para que no puedan ser apreciados. Si se tratase de un movimiento de muy poca magnitud pero que se observa durante el suficiente tiempo sí que podría ser detectado, si ese fuera el caso, los relativamente breves periodos de tiempo entre reactivaciones consecutivas no permitirían aflorar ese hipotético movimiento de fondo.

2.4. Diciembre de 2012

El 31 de diciembre de 2012 comenzó una nueva reactivación volcánica en El Hierro. Fue de las reactivaciones más breves, unos 4 días de duración. La sismicidad se localizó en la zona norte de la isla y se podría decir que no se produjo migración de los sismos, en la figura 2.13 se pueden observar en la misma región de la isla sismos que abarcan toda la gama de colores mediante la que se representa la evolución temporal. La profundidad de los hipocentros permaneció constante a lo largo de este periodo manteniéndose entre los 17 y 21 km. La magnitud del mayor terremoto localizado durante este periodo de reactivación fue de 2.6 mbLg.

En cuanto a la duración de las reactivaciones, en este caso se mantiene la tendencia general por la que van siendo cada vez más breves. Y, salvo en la reactivación de junio de 2012 que superó los valores de energía sísmica liberada y deformaciones acumuladas que había alcanzado la primera reactivación, en esta se mantiene la tendencia de ir cada vez generando menos deformaciones del terreno y liberando menor energía sísmica.

Figura 2.13: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012.

La deformación máxima registrada en la red de vigilancia se alcanzó en la estación GPS HI02, cuyas tres componentes para este periodo se muestran en la figura 2.14. Se produjo una inflación de más de 3 cm en la estación que se desplazó más de 1 cm al sur y ligeramente hacia el oeste. La reactivación fue breve y hay un día de falta de resultados pero parece que la tendencia de crecimiento de las deformaciones fue lineal.

Figura 2.14: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012.

En este tipo de reactivaciones breves se alcanzan las mayores velocidades en deformación ya que en un espacio de tiempo de sólo dos días se concentran todas las presiones que producen los cambios en el terreno, de forma muy distinta a lo que sucedió en julio de 2011, cuando este proceso se extendió casi tres meses en el tiempo.

La comparación del módulo del vector deformación en HI02 con la energía sísmica liberada acumulada que se realiza en la figura 2.15 muestra, menos claramente por la falta de datos, que ambas señales son muy parecidas entre sí. No se observa ningún salto brusco en la energía y si bien en la anterior reactivación había un breve desfase de tiempo entre las señales, en este caso ese desfase parece haberse reducido muy notablemente, si no desaparecido. Los momentos en los que ambas señales crecen y se estabilizan son prácticamente coincidentes.

Figura 2.15: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI02 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012.

En marzo de 2013 se produjo una nueva reactivación volcánica en El Hierro, el tiempo que transcurre de una reactivación a otra desde junio de 2012 parece mantenerse más o menos en torno a los tres meses: de junio a septiembre, y de septiembre a diciembre. En estas tres reactivaciones se ha ido produciendo una progresiva disminución en cuanto a duración del proceso, energía sísmica liberada y máxima deformación registrada en la red de vigilancia. Del mismo modo parece que las señales de energía y deformación han ido cada vez siendo más parecidas en su forma y evolucionando también cada vez más acompasadamente en el tiempo.

2.5. Marzo de 2013

La reactivación volcánica de marzo de 2013, de unas dos semanas de duración, ha sido la que mayores deformaciones ha provocado y la que ha liberado mayor cantidad de energía sísmica en el periodo 2011-2014. Los sismos se comenzaron a localizar en el noroeste de la isla y fueron migrando de forma relativamente constante hacia el oeste y finalmente hacia el sur, como se indica en la figura 2.16.

Figura 2.16: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.

La profundidad de los hipocentros fue ligeramente menor durante esta reactivación situándose entre los 15 y los 20 km. La magnitud del mayor terremoto localizado durante este periodo de reactivación fue de 4.9 mbLg. Este ha sido el proceso

volcánico en el Hierro durante el periodo 2011-2014 en el que más se ha alejado la sismicidad de la isla, lo que influye en la calidad de las localizaciones.

En esta ocasión la distribución de la magnitud de los sismos no fue homogénea en el tiempo, sino que se concentraron los sismos de mayor magnitud en el tercio final de la reactivación. La tendencia que se venía cumpliendo con anterioridad de encontrar reactivaciones cada vez más breves, con menores deformaciones y menor energía sísmica liberada se ve interrumpida por este proceso. Comparte ciertas características con la reactivación de junio de 2012: una duración similar, mayores deformaciones y energía liberada acumuladas que en la primera reactivación de julio de 2011 y ambas presentan una migración hacia el oeste de la sismicidad. Puede dar la sensación de que las reactivaciones con una mayor migración de la sismicidad se producen en la mitad oeste de la isla, mientras que las de la mitad este presentan una migración de los sismos mucho menor.

Las mayores deformaciones de la red de vigilancia las registró la estación GPS más occidental de la isla, HI05, situada en Orchilla. En los primeros días sólo registraba un movimiento de inflación que llegó a los 4 cm sin que se produjeran desplazamientos en el plano horizontal. Más tarde se produjo un breve periodo de calma seguido de un claro movimiento hacia el este, y ligeramente al sur, junto con una mayor inflación, como muestra la figura 2.17. El movimiento hacia el sur se fue recuperando mientras que la deformación este alcanzó los 9 cm y la cantidad total de deformación vertical fue de 13 cm. Como se puede ver, en este caso la deformación no se produjo de una forma progresiva a lo largo del tiempo, sino que presentó un primer momento de inflación sin deformación horizontal, una breve calma con deformaciones estables y un tercer periodo en el que la deformación este y vertical sí se comportaron de forma progresiva aunque el movimiento hacia el sur que se produjo simultáneamente no se consolidó y fue recuperándose poco a poco.

Figura 2.17: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.

Al comparar en la figura 2.18 la energía sísmica liberada acumulada con el módulo del vector deformación en HI05 a través del tiempo podemos ver claramente que su forma es muy similar y que existe un desfase de unos 5 días entre ellas. La acumulación de los sismos de mayor magnitud en el tercio final de la reactivación hace que esta señal de energía sísmica liberada acumulada sea la que más se asemeja a la que se registró en la reactivación de julio de 2011. No así las deformaciones que fueron muy homogéneas en aquella y no en esta. Llama la atención que al escalar los ejes verticales para que compartan los valores finales, la parte de ambas señales en la que se produce un mayor crecimiento sean casi paralelas.

Si comparamos con las reactivaciones anteriores, las que presentaban formas muy parecidas en deformación y energía también presentaban muy poco desfase temporal entre ellas. En este caso encontramos sin embargo que la forma sigue siendo muy similar pero el desfase temporal entre ellas ha aumentado considerablemente hasta alcanzar los 5.2 días.

Figura 2.18: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI05 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.

A finales de diciembre de 2013 se volvió a registrar una reactivación volcánica en El Hierro. Atendiendo a la cantidad de tiempo que transcurre entre reactivaciones encontramos que este caso vuelve a romper la tendencia de casi tres meses que se venía produciendo con anterioridad. Desde marzo hasta diciembre de 2013 es el mayor periodo de calma que se produce en la isla desde que comenzase el proceso en julio de 2011.

2.6. Diciembre de 2013

A finales de diciembre de 2013 tuvo lugar una nueva reactivación volcánica en El Hierro. Fue una reactivación breve, de 5 días de duración. La sismicidad se localizó en la zona centro este de la isla, muy próxima a la estación permanente GPS de HI08 como se puede ver en la figura 2.19. La migración que experimentaron los sismos fue muy escasa, agrupándose la gran mayoría de ellos en la misma zona de la isla. La profundidad de los hipocentros fue algo más superficial que otras veces, situándose entre los 12 y 17 km. La magnitud del mayor terremoto localizado durante este periodo de reactivación fue de 3.2 mbLg.

La distribución de la magnitud de los sismos volvió a ser relativamente homogénea durante prácticamente la totalidad del proceso volcánico, salvo al final. Cuando ya se daba prácticamente por finalizada la reactivación, el día 27 de diciembre de 2013 se produjo un sismo de magnitud mbLg 5.1, el mayor terremoto registrado en la serie de El Hierro en el periodo 2011-2014. Sin embargo no está recogido aquí, ya que se localizó en la zona dónde se acumularon los sismos de grandes magnitudes durante la anterior reactivación de marzo de 2013.

Figura 2.19: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013.

Desde el comienzo se está tratando de relacionar el control de deformaciones volcánicas con la sismicidad. Una reactivación como esta no parece que se pueda asociar fácilmente con un sismo de una magnitud tan alta y a tanta distancia de la zona dónde se vienen concentrando. No se puede tratar este sismo dentro de la reactivación de diciembre de 2013 ignorando que previamente se produjo en esa misma zona la de marzo de 2013 y

con magnitudes mucho más parecidas. De forma que, aunque cronológicamente el terremoto se encuadre dentro de esta reactivación está mucho más relacionado con la anterior, y a la hora de hacer la comparación con las deformaciones y de caracterizar la reactivación tiene más sentido no considerarlo a la hora de comparar la energía con la deformación.

Deformaciones que alcanzaron los 6 cm en la componente vertical de HI10 y que la desplazaron unos 2 cm hacia el oeste según la figura 2.20. En este caso podemos considerar que las deformaciones se comportaron de una forma relativamente homogénea durante el proceso. Cabe señalar que en este caso la velocidad con la que se deformó el terreno fue más alta que en otras ocasiones. Hay que tener también en cuenta que en este caso los sismos se localizaron a una profundidad ligeramente menor que en otras reactivaciones.

Figura 2.20: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013.

En cuanto a la relación entre la mayor deformación registrada y la energía sísmica liberada acumulada que muestra la figura 2.21 parece que volvemos a encontrar un patrón

similar al que presentaban anteriores reactivaciones que también fueron breves, dónde la forma de ambas señales es muy parecida y apenas existe un desfase temporal entre ellas.

En caso de añadir a esta figura los datos correspondientes al sismo de magnitud 5.1 la evolución de la energía sísmica quedaría totalmente eclipsada por ese único evento, que se localizó en la zona donde se produjo la reactivación anterior que fue la que mayores deformaciones produjo y mayor energía liberó. De hacerlo así estaríamos comparando órdenes de magnitud distintos entre sí. Igualmente, la comparación con la deformación en esta reactivación no tendría sentido. Todas estas razones han llevado, como ya se ha dicho, a excluir de este estudio el sismo de magnitud 5.1 del 27 de diciembre de 2013.

Figura 2.21: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI10 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011.

El último proceso de reactivación volcánica en El Hierro tuvo lugar en Marzo de 2014, volviendo a la tónica que se venía produciendo de registrar una reactivación transcurridos tres meses desde la anterior. Así fue de junio a septiembre de 2012, de

septiembre a diciembre de 2012 y de diciembre de 2012 a marzo de 2013. Las reactivaciones de julio de 2011 y la de marzo de 2013 han sido las que no han tenido una reactivación posterior al cabo de tres meses aproximadamente.

2.7. Marzo de 2014

La reactivación volcánica de marzo de 2014, la última del periodo 2011-2014 en El Hierro, tuvo una duración de unos 6 días. Esta reactivación, junto con la de diciembre de 2012, ha sido la que menor energía sísmica ha liberado y menores deformaciones ha provocado de las siete reactivaciones estudiadas. Los sismos se localizaron en el noreste de la isla, sin que apenas se produjera migración durante el tiempo que duró el proceso volcánico como muestra la evolución temporal de la sismicidad de la figura 2.22. Los hipocentros se localizaron a una profundidad de entre 17 y 20 km. La magnitud del mayor terremoto localizado durante este periodo de reactivación fue de 2.4 mbLg.

La distribución de la magnitud de los sismos se mantuvo homogénea a lo largo de la reactivación, sin que se produjera ninguna acumulación de sismos con grandes magnitudes en la parte final del proceso.

En cuanto a deformaciones, la parte noreste de la isla era la que se había mostrado más estable hasta este momento, y la estación GPS situada en esta zona, HI00, era la que menos deformaciones registraba. Sin embargo en este caso, fue en HI00 dónde se produjeron las mayores deformaciones. Como se muestra en la figura 2.23 se produjo una inflación de más de 3 cm y un movimiento en plano horizontal de más de 1 cm hacia el este, y también de más de 1 cm hacia el norte. El comportamiento de las deformaciones se mantiene constante en el tiempo, sin presentar distintas etapas en las que el movimiento de la estación sea distinto.

Figura 2.22: Migración de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014.

Este caso es un buen ejemplo para ver la necesidad de situar las estaciones GPS de referencia fuera de la isla en cuestión si se trabaja con la metodología de dobles diferencias. La estación en la parte más estable de la isla, que registra las menores deformaciones durante 6 reactivaciones y, de pronto, está situada en la zona con mayor deformación. En este tipo de reactivaciones volcánicas toda la isla es susceptible de sufrir

desplazamientos y, aunque las líneas base que van a las estaciones de referencia sean mucho más largas por estar situadas en otras islas, en Canarias es necesario trabajar de este modo si se sigue la metodología de dobles diferencias.

Figura 2.23: Evolución temporal de las tres componentes del vector deformación en la estación GPS HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014.

Esta reactivación es en la que la evolución temporal de la energía sísmica liberada y la deformación máxima es más similar. En la figura 2.24 se puede apreciar cómo, en la fase de crecimiento de ambas señales, éstas están prácticamente superpuestas, presentando una forma muy parecida y una alta sincronización. Se ajusta muy bien al caso de reactivación breve, sin migración de la sismicidad, con deformaciones rápidas pero no muy grandes y con sismos de magnitudes homogéneas a lo largo del proceso.

Figura 2.24: Evolución temporal del módulo del vector deformación en la estación GPS HI00 (eje izquierdo) y de la energía sísmica liberada acumulada (eje derecho) durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014.

A lo largo de 7 reactivaciones volcánicas en El Hierro durante el periodo 2011-2014 se ha tratado de analizar el comportamiento de las deformaciones y de la sismicidad de forma conjunta para tratar de caracterizar los distintos procesos. Las gráficas de registro de deformación en todas las estaciones de la red de vigilancia GPS figuran en el Anexo A. El caso de la primera reactivación, que terminó en erupción, es la que muestra una mayor diferencia entre las señales de deformación y energía, tanto en forma como en sincronización. A medida que se van produciendo reactivaciones, éstas van siendo menores en cuanto a duración, la forma de ambas señales va siendo cada vez más parecida, y están también más sincronizadas. La reactivación de marzo de 2013 rompe con esta tendencia presentando un desfase temporal importante y una duración mayor, no así en cuanto a la forma de las señales que es muy similar. Tras ella las dos últimas reactivaciones parecen volver a este esquema de comportamiento. En ningún caso se ha detectado que la señal de energía se anticipase a la de deformación, o eran parejas o la deformación precedía a la energía.

En cuanto a la magnitud del desfase temporal entre las señales de deformación y sismicidad parece estar relacionada con la duración de la migración de los terremotos durante las primeras etapas de los periodos de reactivación. Esto podría sugerir que mientras que la intrusión magmática es capaz de migrar la energía sísmica liberada por los terremotos permanece relativamente baja. En el momento en que la intrusión se encaja y no tiene dónde migrar la energía sísmica liberada comienza a aumentar. Díaz-Moreno et al. (2015) analizan la sismicidad correspondiente a cuatro de los periodos de reactivación volcánica, en los que analizan la evolución temporal y espacial del parámetro “b” de la distribución de frecuencia-magnitud de terremotos propuesta por Gutenberg y Richter (1944):

$$\log_{10}(N) = a - bM \quad (2.2)$$

siendo N el número acumulado de terremotos de magnitud igual o superior a M y a y b constantes positivas reales. Como resultado de su análisis proponen que en cada inyección magmática la sismicidad asociada evoluciona desde valores altos de b en los primeros momentos, hacia valores más bajos de b a medida que se van produciendo terremotos de mayor magnitud. Esta descripción del comportamiento de la sismicidad es coherente con la posible relación que se ha mencionado sobre la duración de los desfases temporales observados entre las señales de deformación y sismicidad.

Desde marzo de 2014 no se ha registrado ningún otro proceso de reactivación, la red de estaciones de vigilancia GPS en El Hierro ha sufrido algunos cambios en cuanto a su configuración y se siguen monitorizando en tiempo cuasi-real las deformaciones tratando de detectar movimientos lentos.

Si nos proponemos analizar las reactivaciones entre sí, la energía sísmica liberada es un parámetro apropiado para comparar unas reactivaciones con otras, sin embargo la deformación de la superficie depende de la distancia y profundidad a la que se encuentre el centro de presión. Por lo que es necesario, en el siguiente capítulo, modelizar el volumen de magma intruido.

Capítulo 3: Modelización

Las deformaciones que se observan en la red de vigilancia de estaciones GPS en El Hierro son provocadas por intrusiones magmáticas. Mogi (1958) fue el primero en modelar estas deformaciones del terreno empleando una fuente de presión y su trabajo ha sido ampliamente utilizado en la modelización de las deformaciones en zonas volcánicas. La fuente de presión se considera puntual, en la que se produce una expansión volumétrica radial, además de considerar un medio semi-infinito, elástico y homogéneo. El modelo arroja buenos resultados sobre todo en la componente vertical. Dieterich y Decker (1975) observaron que la componente horizontal de la deformación está relacionada con la forma de la fuente. Así surgen distintos modelos que asumen diferentes geometrías para la fuente de presión (p.e., Okada, 1985; Okada, 1992; Davis, 1986; Yang et al., 1988; Fialko et al., 2001).

En cuanto a la formulación matemática del modelo de Mogi los desplazamientos en vertical (U_z) y en horizontal (U_r) en un punto determinado se relacionan con cambios de volumen (ΔV) producidos en una fuente situada a una profundidad (d) y a una distancia radial horizontal (r) del punto en cuestión.

$$U_z = \frac{3\Delta V d}{4\pi(d^2 + r^2)^{1.5}} \quad (3.1)$$

$$U_r = \frac{3\Delta V r}{4\pi(d^2 + r^2)^{1.5}} \quad (3.2)$$

Recordemos que la fuente se considera puntual y que expande su volumen (ΔV) radialmente como si fuera una esfera, en esta formulación se considera que el radio de esa esfera es mucho menor que la profundidad (d) a la que está situada, lo que permite seguir la considerando la fuente como puntual.

En cuanto a las reactivaciones volcánicas en la isla de El Hierro, el modelo de Mogi ya ha sido empleado para modelar las deformaciones observadas (García et al., 2014), además de otros modelos más complejos añadiendo datos InSAR (Benito-Saz et al., 2017). A continuación se exponen los resultados de la aplicación del modelo de Mogi, que en nuestro caso, emplea las deformaciones subdiarias registradas durante la reactivación que comenzó en marzo de 2013. Se ha escogido esta reactivación por ser la que mayores deformaciones provocó, de tal forma que la relación señal ruido en los datos de deformación es mejor que en las demás reactivaciones. La figura 3.1 muestra, empleando una gama de color, la evolución temporal de la componente horizontal de los vectores de deformación, la localización de los epicentros y la posición del centro de presión. Para un momento dado, observamos del mismo color los puntos de la sismicidad, las flechas de la deformación y en un punto en el que teóricamente convergen todas las flechas de un mismo color, el rombo del centro de presión. Cabe mencionar que mientras que la sismicidad y los centros de presión van migrando, se mantienen a una cierta distancia. No es hasta que nos encontramos en la fase final que tanto la sismicidad y los centros de presión dejan de migrar, y es entonces cuando se aproximan. Podríamos interpretar que mientras que la intrusión puede encontrar zonas hacia las que migrar el centro de presión está situado en un lugar distinto de dónde se producen los sismos, en cambio, cuando la intrusión se encaja y ya no puede migrar más, se empiezan a producir sismos en la misma zona del centro de presión. Recordemos también que en esta ocasión la estación HI05 en un primer momento registró movimiento sólo en la componente vertical. Esto implica que la localización horizontal del centro de presión está relativamente cerca de la estación (Mogi, 1958; Dzurisin, 2007), tal y como se muestra en la figura.

Figura 3.1: Evolución temporal de la componente horizontal de los vectores de deformación, la localización de los epicentros y la posición del centro de presión durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.

Una vez se obtiene una primera solución de la localización del centro de presión, podemos calcular la distancia horizontal hasta las estaciones de la red GPS de vigilancia. Con los datos de distancia horizontal hasta el centro de presión y la propia deformación es suficiente para realizar un ajuste mínimo cuadrático empleando las ecuaciones del modelo (6.1 y 6.2) para obtener una estimación de los valores de profundidad (d) y cambio de volumen (ΔV) en la fuente de presión puntual. A su vez, una vez obtenidos los parámetros de profundidad y cambio de volumen podemos obtener valores teóricos de deformación a distintas distancias radiales. En la figura 3.2 se representa precisamente la evolución temporal de los datos teóricos de deformación vertical y los datos arrojados por las estaciones de la red GPS de vigilancia.

En la figura podemos observar cómo a medida que avanza el tiempo, los valores de deformación vertical van aumentando, la distancia entre los centros de presión y los puntos de la red GPS de vigilancia se incrementa y cómo el apuntamiento del patrón de deformación vertical va creciendo también.

Figura 3.2: Evolución temporal de la deformación vertical teórica y observada en la red de estaciones GPS de vigilancia en relación con la distancia radial horizontal a la fuente de presión durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.

El mayor o menor apuntamiento del patrón de deformación radial está relacionado con la profundidad a la que está situada la fuente puntual. Cuanto mayor apuntamiento muestra el patrón de deformación radial más superficial es la fuente. Este ascenso de la fuente de presión se representa en la figura 3.3 junto con el cambio de volumen en la fuente. Se observa cómo a medida que pasa el tiempo el volumen en la fuente va creciendo, de hecho las deformaciones registradas por la red de estaciones GPS de vigilancia no dejan de crecer. Y también cómo la profundidad se mantiene constante en torno a los 16 km en la primera parte de la reactivación y cómo en un momento dado la fuente asciende hasta alcanzar los 12 km, como se ha dicho el apuntamiento del patrón de deformación radial va haciéndose más pronunciado.

Observando la precisión en la determinación de los parámetros de cambio de volumen y profundidad, se aprecia cómo en los primeros momentos existe una alta incertidumbre en el ajuste, y cómo a medida que pasa el tiempo la precisión va mejorando

hasta el punto que alcanza un valor que se mantiene más o menos constante hasta el final de la reactivación. Es muy posible que hasta que la relación señal ruido en los datos de deformación no alcanza un determinado umbral, los residuos del ajuste se mantienen altos. Una vez alcanzado los resultados del ajuste convergen mejor y la calidad de la solución aumenta.

Nótese cómo las barras de error en la figura no son verticales, ya que la relación entre la profundidad y el volumen en la fuente hace que la representación de la incertidumbre en un parámetro produzca un cambio en otro.

Figura 3.3: Evolución temporal de la profundidad y el cambio de volumen en la fuente de presión puntual durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.

Por último, una vez que se ha calculado la evolución temporal de la profundidad de la fuente modelando los datos de las deformaciones, estamos en disposición de comparar estos resultados con la profundidad de los sismos, dicha comparación está representada en la figura 3.4. La relación entre la localización de la sismicidad y de los

centros de presión no es en absoluto inmediata y no es algo sobre lo que exista un conocimiento claro. En este caso parece que en los primeros momentos la profundidad de los centros de presión se sitúa en la zona media-alta de la “nube” de la sismicidad. En cierto momento da la sensación de que un jirón de la “nube” de sismicidad asciende ligeramente con respecto al resto, y al poco tiempo los centros de presión siguen ese ascenso hasta situarse en la parte más superficial de la “nube” de sismos. Finalmente la profundidad de los centros de presión permanece constante mientras que el grueso de la sismicidad parece hundirse ligeramente hacia el final de la reactivación.

A la hora de interpretar todos estos resultados hay que tener en cuenta que, como se muestra en la figura 3.1, la localización de los epicentros se va alejando de la isla, por lo que la precisión en la localización no es homogénea a lo largo del periodo de la reactivación. En cuanto a los datos de deformación, sí que podemos disponer de una precisión uniforme. No obstante dado que el centro de presión cada vez está más alejado de la isla, de igual forma que con la sismicidad la fiabilidad disminuye.

Figura 3.4: Evolución temporal de la profundidad de la sismicidad y de la fuente de presión puntual durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013.

Al disponer de un procesado subdiario, se pueden obtener resultados en tiempo cuasi-real. Del mismo modo se puede disponer de los resultados fruto de la aplicación de estos modelos de deformación. De forma que desde el punto de vista de un servicio de vigilancia volcánica, resulta de gran utilidad poder disponer de datos de profundidad y volumen proporcionados por el modelado de las deformaciones al mismo tiempo que se dispone de las localizaciones de los terremotos. Es recurso de interés a tener en cuenta a la hora de la gestión de una futura crisis volcánica.

Capítulo 4: Pronóstico

Como ya se ha señalado, desde 2011 hasta 2014 se han producido siete reactivaciones volcánicas en la Isla de El Hierro. En julio de 2011, que desembocó en la erupción submarina, junio de 2012, septiembre de 2012, diciembre de 2012, marzo de 2013, diciembre de 2013 y marzo de 2014. Con el objetivo de relacionar estas reactivaciones entre sí, se ha analizado el comportamiento de las deformaciones y de la sismicidad. Como indicador de la deformación se ha empleado el módulo del mayor vector de deformación registrado en la red de estaciones GPS de vigilancia. Como indicador de la sismicidad se ha calculado la energía sísmica liberada acumulada. En el Anexo A se incluyen todas las gráficas de deformación, sismicidad y energía de las siete reactivaciones.

Al representar estos dos indicadores juntos se observa que el comienzo de la sismicidad y el comienzo de la deformación están muy próximos entre sí. Si bien es cierto que, desde el punto de vista de la vigilancia volcánica en tiempo cuasi real, el comienzo de la sismicidad se registra con total claridad, mientras que la deformación tiene que superar la relación señal ruido para poder confirmarse.

Sin embargo, dependiendo de en qué reactivación nos centremos, podemos encontrar que estos dos indicadores coinciden en el tiempo, o que se produce un desfase temporal entre el punto en el que se da el mayor crecimiento de las deformaciones y el momento en el que la energía sísmica liberada aumenta. De forma que se dan casos en los que ambas señales son coincidentes y casos en los que la deformación precede a la sismicidad, no se ha dado ningún caso en el que el aumento en la energía sísmica se produzca antes que el crecimiento de la deformación. Este desfase temporal se puede relacionar con la duración de la migración de la sismicidad, de forma que el desfase temporal es mayor cuanto mayor sea el tiempo que la sismicidad está migrando durante las primeras etapas de la reactivación. Así, encontramos el mayor desfase temporal en la

reactivación de julio de 2011, cuando la sismicidad estuvo migrando durante semanas. Por otro lado este desfase temporal es nulo en marzo de 2014, diciembre de 2012 y 2013; y es muy breve en septiembre de 2012, cuando apenas se produjo migración en la sismicidad. Se podría interpretar que mientras que la intrusión magmática es capaz de migrar hacia zonas que ofrezcan menor resistencia la energía sísmica liberada acumulada es moderada, pero cuando la intrusión se encaja y no puede migrar, la energía sísmica liberada acumulada empieza a aumentar. Díaz-Moreno et al. (2015) analiza el comportamiento de la sismicidad durante las reactivaciones y observa una evolución temporal diferenciada en fases durante las que van cambiando las magnitudes de los sismos.

Se ha tratado de encontrar algún patrón que relacione todas las reactivaciones entre sí. La energía sísmica liberada es un parámetro apropiado para comparar unas reactivaciones con otras, sin embargo la deformación de la superficie depende de la distancia y profundidad a la que se encuentre el centro de presión. Por lo que es necesario modelizar el volumen de magma intruido para poder comparar unas reactivaciones con otras.

Las secuencias de terremotos inducidos por inyecciones de fluido en profundidad son bien conocidas en el ámbito de la extracción petrolífera. McGarr (2014) estudió la sismicidad asociada a diferentes tipos de inyecciones de fluido de origen antrópico. Encontró una correlación entre el volumen total de volumen inyectado, conocido a priori, y el máximo momento sísmico alcanzado. De una forma similar White y McCausland (2016) estudiaron la sismicidad asociada con intrusiones y erupciones en diferentes volcanes y también la asociada a inyecciones de fluido en pozos profundos. Encuentran también una relación general entre el logaritmo del momento sísmico acumulado y el logaritmo del volumen inyectado o intruido. Otros autores destacan el efecto de la geodinámica de la zona en la relación entre energía sísmica y volumen de magma intruido, Grandin et al., (2011) estudiaron la propagación lateral de un dique en Afar (Etiopía). En este caso se detectaron niveles muy bajos de energía sísmica a pesar del gran volumen de magma asociado. Lo relacionan con el hecho de la poca tensión en la litosfera en una zona de límite de placas.

Al comenzar la reactivación de julio de 2011, FRON era la única estación GPS instalada en la Isla de El Hierro. En ausencia de datos GPS no es posible obtener un valor de volumen de magma intruido para todo el episodio pre-eruptivo, así que para este periodo se ha considerado el cálculo de volumen obtenido de Gonzalez et al., (2013) aplicando modelos de Mogi (1958) a partir de datos de deformación InSAR. A diferencia

del procesado GPS la técnica InSAR no proporciona las tres componentes del vector deformación. Pero en este caso particular, dado el “Line of Sight” del satélite, la deformación registrada muy posiblemente sea ligeramente inferior a la deformación real. Por lo tanto el valor asignado para el volumen de magma intruido en julio de 2011 está levemente subestimado en comparación con el resto. Se han obtenido los volúmenes de magma intruido correspondientes con el resto de las reactivaciones, obteniendo unos resultados coherentes con Benito-Saz et al. (2017). Las pequeñas diferencias en los resultados pueden deberse al hecho de que en este caso se parte de datos de deformación subdiaria mientras que Benito-Saz et al. (2017) emplean la combinación de datos InSAR junto con soluciones de deformación diarias.

Al comparar la energía sísmica liberada junto con el volumen de magma intruido durante las reactivaciones resulta que presentan una relación lineal entre ellas que se puede ajustar a una recta como se muestra en la figura 4.1. Parece claro que las reactivaciones que más energía sísmica liberan son las se asocian con mayores volúmenes de magma.

A la vista de esta relación, las reactivaciones que mayores niveles de energía y volumen presentan son aquellas que alcanzaban un desfase temporal mayor. En una situación de vigilancia en tiempo real, la detección de un desfase temporal entre las señales de deformación y energía podría indicar que la cantidad de magma intruido y energía sísmica liberada pueden ser notables. Además, aunque no se ha observado directamente, parece lógico pensar que la relación entre deformación acumulada y energía sísmica liberada acumulada presentará una zona de meseta a medida que aumente el volumen de magma intruido. Es necesario hacer especial hincapié en que esta relación, tal como se ha definido, sólo es de aplicación para las reactivaciones volcánicas en la Isla de El Hierro. Desconocemos si se podría aplicar a otra zona que presente un volcanismo monogenético comparable.

Figura 4.1: Relación entre el logaritmo de volumen de magma intruido y el logaritmo de la energía sísmica liberada acumulada en las diferentes reactivaciones. El coeficiente R^2 de la recta de regresión es de 0.91. El color verde en la reactivación de julio de 2011 indica que los datos de volumen no provienen de resultados GPS como el resto sino de datos InSAR.

White y MacCausland (2016) describen una relación lineal muy parecida entre volumen de magma intruido o inyectado con momento sísmico acumulado. Los autores sugieren que se puede emplear para obtener una estimación del volumen de magma intruido de una forma rápida y sencilla. En nuestro caso se podría hacer el mismo uso de la relación observada. Sin embargo si consideramos conjuntamente la relación lineal que siguen las reactivaciones con la ocurrencia de desfases temporales entre las señales de deformación y energía podemos pensar en una nueva forma de pronóstico, asumiendo que se dieran ciertas condiciones. La primera condición sería que una hipotética futura reactivación volcánica en El Hierro se ciñera a la relación lineal que se ha definido para las anteriores. La segunda condición es que se produzca un desfase temporal suficiente

entre la deformación y la energía sísmica liberada, es decir, que la distribución de las magnitudes de los sismos a lo largo de la reactivación no sea homogénea sino que los sismos de mayor magnitud se concentren en las etapas finales de la reactivación. Si se dieran estas dos condiciones se podría emplear el valor de deformación para obtener una modelización del volumen de magma intruido, que alcanzaría su máximo anticipadamente con respecto a la energía sísmica, para obtener un pronóstico sobre el orden de magnitud de energía sísmica que se liberaría en la reactivación, empleando para ello la ecuación de la recta de regresión.

De esta forma se podría disponer de una estimación a priori sobre el orden de magnitud de la energía sísmica que sería liberada, que está estrechamente relacionada con la magnitud de los sismos que se producirían. El disponer de esta información con antelación supondría sin duda una ventaja en cuanto a la vigilancia y sería de gran utilidad de cara a la protección civil en caso de que los sismos fueran sentidos.

Capítulo 5: Conclusiones

La principal aportación de este trabajo ha sido una nueva forma de obtener una estimación a priori del orden de magnitud de la energía sísmica que sería liberada durante una futura reactivación volcánica en la Isla de El Hierro. Para poder obtener un pronóstico es necesario que se den dos condiciones, en primer lugar que la futura reactivación se ciña a la relación lineal que se ha descubierto que existe entre los logaritmos de la energía sísmica liberada y el volumen de magma intruido durante las 7 reactivaciones volcánicas estudiadas en El Hierro. De forma que las reactivaciones de mayores volúmenes son también aquellas que liberan mayor cantidad de energía sísmica. El segundo requisito es que se produzca un desfase temporal suficiente entre las señales de deformación y sismicidad, de forma que cuando la deformación haya alcanzado su mayor registro, la energía sísmica liberada aún no haya comenzado a incrementar su crecimiento, es decir, que los sismos de mayor magnitud se den al final de la reactivación. Se ha observado que la magnitud de este desfase temporal depende de la duración de la migración de la sismicidad durante las primeras etapas de la reactivación volcánica. En la modelización de la reactivación de marzo 2013 se ha observado que mientras la sismicidad y el centro de presión migran se mantienen a cierta distancia horizontal y la magnitud de los sismos permanece relativamente baja. Cuando la sismicidad deja de migrar y el centro de presión también, la distancia horizontal entre ellos se reduce y la magnitud de los sismos se eleva.

También se ha puesto de manifiesto al comparar los datos de deformación con la energía sísmica liberada a lo largo de los 7 episodios de reactivación volcánica que se han dado en la isla de El Hierro en el periodo 2011-2014 que los tiempos en los que ambas señales comienzan a mostrar signos de actividad son muy parejos. Si bien es cierto que, desde un punto de vista de vigilancia en tiempo real, la confirmación del comienzo de la

sismicidad es casi inmediata y el comienzo de la deformación requiere de más tiempo para confirmarse dependiendo de la velocidad de deformación.

Otra aportación ha sido arrojar algo de luz sobre la fuente de error que afecta a las coordenadas en forma de cambios bruscos que más tarde se recuperan volviendo la tendencia previa se ha achacado a cambios en la componente húmeda del retardo troposférico que no son modelados correctamente y producen un sesgo en las coordenadas durante episodios de inestabilidades atmosféricas. El hecho de disponer de un procesado subdiario ha sido determinante para caracterizar estos episodios como errores de cálculo ya que permite comprobar que los resultados se recuperan exactamente en el momento en que se procesa otro fichero diario de forma que, con independencia de sus causas, nos encontramos ante unos resultados sesgados por un error en el procesado. El 3 de octubre de 2011, una semana antes de que comenzase la erupción submarina en El Hierro se produjo uno de estos episodios que afectó a las coordenadas de la red GPS de vigilancia. Esto no significa que ese día no tuviesen lugar procesos volcánicos singulares, si no que los resultados GPS no pueden ser empleados, durante esos días, para confirmar ni para desmentir las hipótesis al respecto. En cualquier caso, es necesario un seguimiento de los datos meteorológicos, en especial aquellos que nos ofrezcan información sobre el contenido en vapor de agua de la atmósfera, con el objetivo de hacer una mejor interpretación de los resultados de deformación. Otra influencia no volcánica en las series de coordenadas que se ha apreciado es un claro efecto de marea y carga oceánica. Estos efectos que no han sido bien modelados forman parte de ciertos inconvenientes que conlleva trabajar en islas relativamente pequeñas como El Hierro. Al no lograr generar un modelo de corrección que sirviera para cada estación para cualquier periodo de tiempo se ha llevado a cabo la eliminación de las frecuencias asociadas a componentes de marea mediante un ajuste mínimo cuadrático que, según los datos de que disponemos, no afecta a la señal de deformación volcánica.

Por último cabe señalar la aportación más práctica, dirigida a la unidad de vigilancia volcánica del Instituto Geográfico Nacional que ahora dispone de un procesado GPS subdiario funcionando de forma automática y ofreciendo resultados cada hora sobre el estado de la red GPS de vigilancia en Canarias.

Este mismo procesado, al tratar datos tomados cada segundo y tras aplicar el Filtro Sidéreo para contrarrestar el efecto multitrayectoria en la serie de coordenadas, ha sido capaz de registrar el movimiento del suelo durante terremotos como los de Lorca y Alborán. Mediante el procesado de datos GPS a alta frecuencia es posible aportar información útil en el campo de la sismología. En el caso de procesar los datos previos y

posteriores al momento en el que se producen los sismos y, tras aplicar un Filtro Kalman a la serie de datos, también es capaz de medir el desplazamiento permanente que queda en el terreno tras la ocurrencia de los terremotos.

En el futuro los esfuerzos se centrarán en tratar de automatizar la detección, y si es posible corregir, los episodios en los que el resultado de deformación se vea sesgado debido a factores atmosféricos. Comenzar a integrar los resultados de deformación subdiaria con los interferogramas InSAR que se generan en la unidad de vigilancia volcánica del Instituto Geográfico Nacional, y continuar estudiando los datos de las reactivaciones con el objetivo de estar mejor preparados para llevar a cabo una mejor vigilancia en los próximos episodios que estén por llegar.

Referencias

- Altamimi, Z., Collilieux, X., Metivier, L., 2011. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *J. Geod.* 85, 457.
- Arnosó, J., Benavent, M., Ducarme, B., and Montesinos, F.G., 2006. A new ocean tide loading model in the Canary Islands region, *J. Geodyn.*, vol. 41, nos. 1–3, pp. 100–111.
- Bar-Sever, Y., Kroger, P., Borjesson J., 1998. Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver, *J. Geophys. Res.*, 103(B3), 5019–5035.
- Bell, A. F., Kilburn, C. R., 2012. Precursors to dyke-fed eruptions at basaltic volcanoes: Insights from patterns of volcano-tectonic seismicity at Kilauea volcano, Hawaii, *Bull. Volcanol.*, 74(2), 325–339.
- Benavent Merchán, María Teresa, 2010. Estudio metodológico del efecto oceánico indirecto y desarrollo de modelos de carga oceánica: aplicaciones geodésicas para la Península Ibérica y Canarias. Director: José Arnosó Sampedro. *Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Matemáticas, Sección Departamental de Astronomía y Geodesia*.
- Benito-Saz, M.A., Parks, M.M., Sigmundsson, F., Hopper, A., García-Cañada, L., 2017. Repeated magmatic intrusions at El Hierro Island following the 2011–2012 submarine eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, (In press).
- Blewitt, G., 1989. Carrier phase ambiguity resolution for the global positioning system applied to geodetic baselines up to 2000 km, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94.

- Bock, Y., Nikolaidis, R. M., de Jonge, P. J., Bevis, M., 2000. Instantaneous geodetic positioning at medium distances with the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 105(B12), 28,223–28,253.
- Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Melbourne, T. I., 2004. Detection of arbitrarily large dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network, *Geophys. Res. Lett.*, 31 (6), L06604.
- Cannavo, F., Camacho, A.G., Puglisi, G., Fernández, J., 2016. Real-time estimation of distributed volcanic source for the 3 December 2015 eruption on Mt. Etna. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 18, 12734C, EGU General Assembly 2016.
- Chang, X.-W., Yang, X., Zhou, T., 2005. MLAMBDA: A modified LAMBDA method for integer least-squares estimation, *J. Geod.*, vol.79.
- Chao, C., Schmitt, D. L., 1991. Eliminating GPS stationkeeping maneuvers by changing the orbital altitude, *J. Astronaut. Sci.*, 39(2), 141–153.
- Choi, K., Bilich, A., Larson, K. M., Axelrad, P., 2004. Modified sidereal filtering: Implications for high-rate GPS positioning, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L22608.
- Davis, P.M., 1986. Surface deformation due to inflation of an arbitrarily oriented triaxial ellipsoidal cavity in an elastic half-space, with reference to Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 91, 7429-7438.
- De Martino, P., Tammaro, U., Obrizzo, F., 2014. GPS time series at Campi Flegrei caldera (2000–2013), *Ann. Geophys.*, 57(2), S0213.
- Del Fresno, C., Domínguez Cerdeña, I., Cesca, S., Bufo, E., 2015. The 8 October 2011 Earthquake at El Hierro (Mw 4.0): Focal Mechanisms of the Mainshock and Its Foreshocks. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 105, 1.
- Díaz-Moreno, A., Ibanez, J.M., De Angelis, S., García-Yeguas, A., Prudencio, J., Morales, J., Tuve, T., García, L., 2015. Seismic hydraulic fracture migration originated by successive deep magma pulses: The 2011-2013 seismic series associated to the volcanic activity of El Hierro Island. *J. Geophys. Res. Sol. Earth*, 120 (11). 7749-7770.
- Dieterich, J.H., Decker, R.W., 1975. Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism. *J. Geophys. Res.*, 80, 4095-4102.
- Domínguez Cerdeña, I., del Fresno C., Gomis Moreno, A. 2014. Seismicity patterns prior to the 2011 El Hierro Eruption, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 104, 1.

- Dzurisin, D., 2007. Volcano Deformation: Geodetic Monitoring Techniques, *Springer-Verlag*, Berlin.
- Feng, L., Newman A.V., 2009. Constraints on continued episodic inflation at Long Valley Caldera, based on seismic and geodetic observations, *J. Geophys. Res.*, 114, B06403.
- Fialko, Y., Khazan, Y., Simons, M., 2001. Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophys. J. Int.* 146 (1), 181–190.
- García, A., Fernández-Ros, A., Berrocoso, M., Marrero, J.M., Prates, G., De la Cruz-Reyna, S., Ortiz, R., 2014. Magma displacements under insular volcanic fields, applications to eruption forecasting: El Hierro, Canary Islands, 2011, 2013. *Geophys. J. Int.* 179 322–334.
- Gegout, P., Biancale, R., Soudarin, L., 2011. Adaptive mapping functions to the azimuthal anisotropy of the neutral atmosphere, *J. Geod.*, 85, 661–677.
- Genrich, J. F., Bock, Y., 1992. Rapid resolution of crustal motion at short ranges with the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 97, 3261–3269.
- González, P., Tiampo, K., Palano, M., Cannavo, F., Fernandez, J., 2012. Determinación geodésica del deslizamiento de falla para el terremoto de Lorca del 11 de Mayo de 2011 usando interferometría radar y GPS. *Física De La Tierra*, 24, 171-192.
- González, P. J., Samsonov, S. V., Pepe, S., Tiampo, K. F., Tizzani, P., Casu, F., Fernández, J., Camacho, A. G., Sansosti, E., 2013. Magma storage and migration associated with the 2011-2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *J. Geophys. Res. Sol. Earth*, 118(8):4361{4377.
- Grandin, R., E. Jacques, Nercessian, A., Ayele, A., Doubre, C., Socquet, A., Keir, D., Kassim, M., Lemarchand, A., King, G.C.P., 2011. Seismicity during lateral dike propagation: Insights from new data in the recent Manda Hararo–Dabbahu rifting episode (Afar, Ethiopia). *Geochem. Geophys.*, 12, Q0AB08.
- Grapenthin, R., Freymueller, J.T., Kaufman, A.M., 2013. Geodetic observations during the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 259, pp. 115-132.
- Gutenberg, B., Richter C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185–188.

- Gutenberg, B., 1956a. The energy of earthquakes. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 112, 1–14.
- Gutenberg, B., 1956b, Great earthquakes 1896–1903. *Eos Trans. AGU* 37, 608–614.
- Hatanaka, Y., Iizuka, T., Sawada, M., Yamagiwa, A., Kikuta, Y., Johnson, J. M., Rocken, C., 2003. Improvement of the Analysis Strategy of GEONET, *Bull. of Geograph. Survey Instit.*, 49, 11-34.
- Hernández Pacheco, A., 1982. Sobre una posible erupción en 1793 en la isla de El Hierro (Canarias), *Estud. Geol.*, 38, 15–25.
- Instituto Geográfico Nacional, 2016, Informe de la actividad sísmica en el Mar de Alborán. Consultado el 30 de marzo de 2017. www.ign.es/resources/noticias/Terremoto_Alboran.pdf
- Kalman, R.E., 1960. A new approach to linear filtering and prediction problems, *J. Basic Eng.-T. Asme.*, 82(1), 35–45.
- Klobuchar, J., 1987. Ionospheric Time-Delay Algorithms for Single-Frequency GPS Users. *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems* (3), pp. 325-331.
- Klügel, A., Longpré, M.A., García-Cañada, L., Stix, J., 2015. Deep intrusions, lateral magma transport and related uplift at ocean island volcanoes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 431,140-149.
- Kouba, J., Mayo 2009. A guide to using international GNSS service (IGS) products. IGS Central Bureau. Consultado el 22 de marzo de 2017. <http://igscb.jpl.nasa.gov/overview/pubs.html>
- Lamolda, H., Felpeto, A., Bethencourt, A., 2017. Time lag between deformation and seismicity along monogenetic volcanic unrest periods: The case of El Hierro Island (Canary Islands). *Geophys. Res. Lett.*, (In press).
- Larson, K. M., Poland, M., Miklius, A., 2010. Volcano monitoring using GPS: Developing data analysis strategies based on the June 2007 Kīlauea Volcano intrusion and eruption, *J. Geophys. Res.*, 115, B07406.
- Leick, A., 1994. GPS Satellite Surveying. *Wiley-Interscience Publication, USA*.
- Lengliné, O., Marsan, D. , Got, J., Pinel, V., Ferrazzini, V., Okubo, P., 2008. Seismicity and deformation induced by magma accumulation at three basaltic volcanoes, *J. Geophys. Res.*, 113, B12305.

- López, C., Blanco, M. J., Abella, R., Brenes, B., Cabrera Rodríguez, V. M., Casas, B., Domínguez Cerdeña, I., Felpeto, A., Fernández de Villalta, M., del Fresno, C., García, O., García-Arias, M. J., García-Cañada, L., Gomis Moreno, A., González-Alonso, E., Guzmán Pérez, J., Iribarren, I., López-Díaz, R., Luengo-Oroz, N., Meletlidis, S., Moreno, M., Moure, D., Pereda de Pablo, J., Rodero, C., Romero, E., Sainz-Maza, S., Sentre Domingo, M. A., Torres, P. A., Trigo, P. & Villasante-Marcos, V., 2012. Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011-2012 submarine eruption. *Geophys. Res. Lett.*, 39:L13303.
- López, C., Benito-Saz, M.A., Marti, J., del-Fresno, C., García-Cañada, L., Albert, H., Lamolda, H., 2017. Driving Magma to the Surface: the 2011-2012 El Hierro Volcanic Eruption. *Geochem. Geophys. Geosy.*, (In press).
- López-Comino, J.-Á., Mancilla, F., Morales, J., Stich, D., 2012. Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain), *Geophys. Res. Lett.*, 39, L03301.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn.*, 56:394-415.
- McGarr, A., 2014. Maximum magnitude earthquake induced by fluid injection, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 1008–1019.
- Martí, J., Pinel, V., López, C., Geyer, A., Abella, R., Tárraga, M., et al. 2013. Causes and mechanisms of the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption, *J. Geophys. Res. Sol. Earth*, 118, 823–839.
- Meletlidis, S., Di Roberto, A., Pompilio, M., Bertagnini, A., Iribarren, I., Felpeto A., et al. 2012. Xenopumices from the 2011–2012 submarine eruption of El Hierro (Canary Islands, Spain): Constraints on the plumbing system and magma ascent, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L17302.
- Meletlidis, S., Di Roberto, A., Domínguez Cerdeña, I., Pompilio, M., García-Cañada, L., Bertagnini, A., Benito-Saz, M. A., Del Carlo, P., Sainz-Maza Aparicio, S., 2015. New insight into the 2011-2012 unrest and eruption of El Hierro Island (Canary Islands) based on integrated geophysical, geodetical and petrological data, *Annals of Geophysics*, 58-5.
- Mendoza, L., Kehm, A., Koppert, A., Martín, J., Gárate, J., Becker, M., 2012. Un caso de estudio para la sismología GPS: el terremoto de Lorca. *Fís Tierra* 24:71–82.

- Mogi, K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *B. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokio*, 36, 99–134.
- Niell, A. E., 1996. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101(B2), 3227–3246.
- Ofeigsson, B. G., Hreinsdóttir, S., Sigmundsson, F., Friðriksdóttir, H., Parks, P., Dumont, S., Árnadóttir, P., Geirsson, H., Hooper, A., Roberts, M., Bennett, R., Sturkell, E., Jónsson, S., Lafemina, P., Jónsson, P., Bergsson, B., Kjartansson, V., Steinþórsson, S., Einarsson, P., Drouin, V., 2015. Deformation derived from GPS geodesy associated with Bárðarbunga 2014 rifting event in Iceland. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 17, EGU2015-7691-4, EGU General Assembly 2015.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75 (4), 1135–1154.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82 (2), 1018–1040.
- Papoutsis I., Papanikolaou X., Floyd M., Ji K.H., Kontoes C., Paradissis D., Zacharis V., 2013. Mapping inflation at Santorini volcano, Greece, using GPS and InSAR, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 40, 267-272.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Comput. Geosci.* 28:929–937.
- Pedersen R., Sigmundsson F., Einarson, P., 2007, Controlling factors on earthquake swarms associated with magmatic intrusions; Constraints from Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 162, 73-80.
- Pollitz, F., Bürgmann, R., Banerjee, P., 2011. Geodetic slip model of the 2011 M9.0 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 38, L00G08.
- Prates, G., Berrocoso, M., Fernández-Ros, A., García, A., 2013a. Enhancement of sub-daily positioning solutions for surface deformation monitoring at Deception volcano (South Shetland Islands, Antarctica), *Bull. Volcanol.*, 75, 688.
- Prates, G., García, A., Fernández-Ros, A., Marrero, J.M., Ortiz, R., Berrocoso, M., 2013b. Enhancement of sub-daily positioning solutions for surface deformation surveillance at El Hierro volcano (Canary Islands, Spain), *Bull. Volcanol.*, 75, 724.

- Romero, C., 1991. Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. *Ed. Consejería de Política territorial*. Gobierno de Canarias.
- Rueda, J., Dreger, D., García Blanco, R. M., Mezcua, J., 2014. Directivity detection and source properties of the 11 May 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 104 (4), 1735 – 1749.
- Seeber, G., Menge, F., Völksen, C., Wübbena, G., Schmitz, M., 1997. Precise GPS positioning improvements by reducing antenna and site dependent effects, in GPS Trends in Precise Terrestrial, Airborne, and Spaceborne Applications, edited by G. Beutler et al., *Int. Assoc. Geod. Symp.*, 115, 237–244.
- Takasu, T., Yasuda, A., 2010. Kalman-filter-based integer ambiguity resolution strategy for long-baseline RTK with ionosphere estimation, paper presented at 23rd International Technical Meeting of the Satellite Division, *Inst. of Nav., Portland, Oreg.*, 21–24 Sept. pp. 161–171.
- Takasu, T. RTKLIB ver. 2.4.2 Manual, 2013. *Tokyo University of Marine Science and Technology*: Tokyo, Japan.
- Tárraga, M., Martí, J., Abella, R., Carniel, R., López, C., 2014. Volcanic tremors: Good indicators of change in plumbing systems during volcanic eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 273, 33–40.
- Telesca, L., Lovallo, M., Lopez, C., Marti Molist, J., 2016. Multiparametric statistical investigation of seismicity occurred at El Hierro (Canary Islands) from 2011 to 2014, *Tectonophysics*, 672–673, 121–128.
- Teunissen, P.J.G., 1995. The least-square ambiguity decorrelation adjustment: a method for fast GPS ambiguity estimation, *J. Geod.*, vol.70.
- Teunissen, P.J.G., 1996. GPS Carrier phase ambiguity Fixing concepts, in GPS for Geodesy. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer. pp. 263–335.
- Tregoning, P., Herring, T. A., 2006. Impact of a priori zenith hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23303.
- Wauthier, C., Roman, D.C., Poland, M.P., 2016. Joint analysis of geodetic and earthquake fault-plane solution data to constrain magmatic sources: A case study from Kilauea Volcano, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 455:38–48.

- White, R., McCausland, W., 2016. Volcano-tectonic earthquakes: a new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 309, 139–155.
- Wilhelm, H., Zürn, W., Wenzel, H., 1997. Tidal Phenomena, ISBN: 978-3-540-62833-0.
- Xu, G., 2007. GPS: theory, algorithms, and applications. *Springer-Verlag*, Germany.
- Yang, X.M., Davis, P.M., Dieterich, J.H., 1988. Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. *J. Geophys. Res. Sol. Earth* 93 (B5), 4249–4257.
- Zumberge, J. F., Heflin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M., Webb, F. H., 1997. Precise Point Positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *J. Geophys. Res.*, 102(B3):5005-5017.

ANEXOS

Anexo A: Gráficas de deformación y sismicidad

A.1. Julio de 2011

Figura A.1: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.2: Comparación del módulo del vector deformación en FRON y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.3: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.4: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.5: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.6: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.7: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.8: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.9: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.10: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

Figura A.11: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en julio de 2011 en El Hierro.

A.2. Junio de 2012

Figura A.12: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.13: Comparación del módulo del vector deformación en HI10 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.14: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.15: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.16: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.17: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.18: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.19: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.20: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.21: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

Figura A.22: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en junio de 2012 en El Hierro.

A.3. Septiembre de 2012

Figura A.23: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.24: Comparación del módulo del vector deformación en HI08 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.25: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.26: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.27: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.28: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.29: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.30: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.31: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.32: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.33: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.34: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en septiembre de 2012 en El Hierro.

A.4. Diciembre de 2012

Figura A.35: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.36: Comparación del módulo del vector deformación en HI02 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.37: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.38: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.39: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.40: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.41: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.42: Evolución temporal de las componentes del vector de deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.43: Evolución temporal de las componentes del vector de deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.44: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.45: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

Figura A.46: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2012 en El Hierro.

A.5. Marzo de 2013

Figura A.47: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.48: Comparación del módulo del vector deformación en HI05 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.49: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.50: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.51: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.52: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.53: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.54: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.55: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.56: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

Figura A.57: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2013 en El Hierro.

A.6. Diciembre de 2013

Figura A.58: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.59: Comparación del módulo del vector deformación en HI10 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.60: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.61: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.62: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI01 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.63: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.64: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.65: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.66: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.67: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

Figura A.68: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en diciembre de 2013 en El Hierro.

A.7. Marzo de 2014

Figura A.69: Evolución temporal de la sismicidad durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.70: Comparación del módulo del vector deformación en HI00 y la energía sísmica liberada durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.71: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en FRON durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.72: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI00 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.73: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI02 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.74: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI03 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.75: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI04 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.76: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI05 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.77: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI08 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.78: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI09 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Figura A.79: Evolución temporal de las componentes del vector deformación en HI10 durante la reactivación volcánica que comenzó en marzo de 2014 en El Hierro.

Anexo B: Detalles sobre la implementación

Aunque ya se ha hecho una descripción del procesado de los datos GPS, a continuación se exponen ciertos detalles que aclaran factores más técnicos y una serie de recomendaciones o buenas prácticas que, fruto de la experiencia, ayudan mucho a la automatización y robustez del procesado.

En primer lugar hay que señalar que existen dos procesados distintos, dependiendo del periodo de tiempo que cubren los datos. Se dispone de un procesado de datos RINEX de un día, llamado procesado diario; y otro con datos RINEX de ocho horas, llamado procesado horario.

En el procesado diario los ficheros RINEX correspondientes a un día entero se procesan en tres momentos distintos dependiendo de la calidad de las efemérides. Así a las 4:00 se procesa el día anterior con efemérides ultrarrápidas observadas, a las 20:00 se procesa el día anterior con efemérides rápidas, y a las tres semanas se procesa la semana completa con efemérides precisas.

Para este procesado se dispone de un Matlab abierto continuamente que cada hora comprueba si hay que procesar, además realiza la descarga horaria de datos meteorológicos y comprueba que no existan datos RINEX disponibles sin procesar.

En el procesado horario los ficheros RINEX correspondientes a las últimas ocho horas se procesan horariamente empleando efemérides ultrarrápidas predichas. En realidad sólo sería necesario procesar la última hora, pero se le añaden las siete anteriores

al cálculo para que haya tiempo suficiente para resolver las ambigüedades y los resultados sean más fiables.

Para este procesado se dispone de otro Matlab abierto continuamente que cada hora procesa las ocho horas anteriores. El procesado de los datos RINEX es igual en ambos, sólo varía el periodo temporal.

A continuación se describen las distintas fases del procesado de datos GPS:

- Adquisición de datos.

Los datos RINEX de observación, navegación y efemérides se obtienen del centro de datos del sistema de vigilancia volcánica, este sistema persigue que el dato se descargue una única vez y los procesados que lo necesiten vayan a buscarlo a un sitio compartido en lugar de descargarlos cada uno por su cuenta. En este punto hay una ligera diferencia entre el procesado diario y el horario. En el procesado diario se trabaja con el archivo diario sin más problemas, se descomprime, se cambia el formato de Hatanaka y está listo para procesar. Sin embargo en el procesado horario se descargan las últimas ocho horas, por lo que dependiendo de qué hora sea hay que descargar los ficheros horarios correspondientes y con la ayuda del software teqc unirlos en uno único. Especial atención requieren las horas en las que se emplean ficheros horarios de días distintos.

En cuanto al tipo de efemérides a utilizar, se intenta descargar siempre las efemérides precisas, si estas no se encuentran en el centro de datos se buscan las efemérides rápidas, en su defecto las ultrarrápidas observadas y por último las ultrarrápidas predichas, de esta forma con una única función de descarga de datos se pueden realizar los distintos procesados antes expuestos.

- Cálculo de líneas base.

Es en este punto dónde entra en juego el software RTKLIB, se calculan los incrementos en XYZ cartesianas geocéntricas de las líneas base correspondientes, distinguiendo si intervienen estaciones de referencia o si no. Junto con los archivos de líneas base se obtiene otro tipo de archivo referente al resto de parámetros que intervienen en el proceso, siendo de especial interés los datos sobre el residuo troposférico.

- Cálculo de la solución de red.

Empleando Matlab se realiza un ajuste de red tomando como puntos fijos las estaciones de referencia en el que se ajusta cada una de las estaciones para cada época de observación. Tanto los archivos de líneas base como los de solución de red se salvan en el centro de datos del sistema de vigilancia volcánica.

- Filtrado de la solución.

Se intenta aplicar el filtro sidéreo a todas las estaciones calculadas y se lleva a cabo el filtrado de frecuencias de marea y carga oceánica. Una vez eliminados estos fenómenos se presentan los datos gráficamente. Actualmente es la propia función de presentación de resultados la que se encarga de aplicar el Filtro Kalman para proporcionar una solución definitiva. En futuras mejoras se podrá implementar una función de presentación de resultados que simplemente lea los datos previamente filtrados. Estos gráficos de presentación de resultados se trasladan al PC que se encarga de subir los datos a la página web, se envían por correo electrónico y por último a un sistema de almacenamiento en la nube tipo Dropbox.

- Configuración de un PC para el procesado automático de datos.

A continuación se describen un conjunto de buenas prácticas para conseguir que el procesado sea autónomo y robusto, capaz de auto diagnosticarse y enviar un email describiendo el error, de forma que no requiera de la atención de un operador salvo en caso de incidencia, y en este caso, que puede ser atendida en remoto. El procesado se ha implementado en un PC corriente de al menos doble núcleo, con sistema operativo Windows y con software Office 2010 en adelante, Matlab y RTKLIB para el cálculo de las líneas base.

- o Encendido por la BIOS en caso de pérdida y recuperación de energía.

Al arrancar el PC accedemos a la BIOS mediante las teclas de función. Entre las distintas opciones que encontramos debemos activar la que permite que cuando se vuelva a disponer de energía después de una pérdida de corriente el PC se reinicie automáticamente. De esta forma evitamos que el procesado no funcione el tiempo necesario para que un operador acceda a la sala de cálculo para arrancar manualmente el PC.

En este punto es también muy recomendable que el PC esté conectado a un Sistema de Alimentación Ininterrumpida (SAI).

- Inicio de sesión automático y bloqueo posterior.

Es indispensable que el PC de procesado disponga de un usuario y contraseña restringidos. No obstante es preciso que al arrancar automáticamente no se detenga a solicitar usuario y contraseña, sino que inicie la sesión por sí mismo. Es posible que si el PC pertenece a un dominio de Windows este punto sea un poco más complejo, sin embargo es imprescindible.

Una vez iniciada la sesión y lanzado el procesado es necesario bloquear el PC automáticamente para que, ahora sí, se pida usuario y contraseña para poder acceder.

- Reinicio diario o semanal.

Aunque por cuestiones de hardware no sea necesario reiniciar el PC, es recomendable establecer un reinicio diario o semanal para el software, especialmente en sistemas operativos Windows, para prevenir que el equipo se quede colgado, en cuyo caso sería indispensable que un operador fuera a reiniciarlo manualmente.

- Acceso remoto.

Es necesario instalar algún sistema de escritorio remoto que permita acceder al PC desde otro PC de la red de trabajo o, en caso de necesidad, desde dispositivos móviles.

- Programa continuo de revisión.

En nuestro caso, el software que gestiona el procesado es Matlab, es posible que el PC funcione correctamente pero el procesado no se realice porque el software no responde o que por algún error se haya cerrado. En este caso el operador debería estar atento a los resultados del procesado, y al detectar el problema, acceder en remoto al PC y reiniciarlo.

Para evitar esta circunstancia, se puede emplear un pequeño programa ejecutable que esté continuamente comprobando que Matlab esté abierto y respondiendo, y en caso negativo reinicie el PC.

- Uso de energía y programación paralela.

Al ser un PC de procesamiento es necesario que el plan de energía sea de alto rendimiento y que el equipo nunca entre en suspensión.

Al haber varios procesos funcionando y ser necesario disponer de los resultados lo antes posible es necesario conseguir un uso cercano al 100% de la CPU utilizando todos los núcleos del procesador con programación paralela. Para ello el software de cálculo GPS de RTKLIB está compilado con librerías de Intel que permiten acelerar el cálculo, de otra forma no sería posible la implementación del procesamiento horario. Por otra parte, con Matlab, es posible lanzar varios simultáneamente para distintos procesos, y cuando sea posible programar de forma que se permita el uso de las opciones de programación paralela.

- Envío de resultados.

Los resultados se elaboran en forma de gráficos con formato png. El envío se realiza de tres formas distintas. En primer lugar se envía por ftp al PC que se encarga de subir los datos a la página web. En segundo lugar se copia a una carpeta con almacenamiento en la nube tipo Dropbox. Por último se envía por correo. En este último caso, al tratarse de varios correos con datos adjuntos cada hora pueden colapsar la bandeja de entrada, de modo que se tiene abierta una sesión de Outlook con el correo del encargado del procesamiento o algún correo institucional común, de forma que al enviar un nuevo correo elimina de la bandeja de entrada y de salida los anteriores envíos. De esta forma en la bandeja de entrada sólo figuran las versiones más actualizadas del envío de resultados.

- Notificación de errores.

A lo largo de los scripts de Matlab que gestionan el procesamiento hay momentos en los que se comprueba que se ha completado con éxito alguna etapa. Si no es así se recoge el mensaje de error y se envía por correo. De tal forma que siempre llega algún correo con el resultado del procesamiento, ya sea con los gráficos o con el correspondiente mensaje de error.

- Procesado redundante.

Con la configuración descrita, el PC es capaz de procesar de forma fiable y robusta, hasta el punto de no necesitar ningún tipo de interacción o asistencia de un operador. No obstante, siempre es posible que por un accidente o por el paso del tiempo, el PC quede inservible por un fallo de hardware. En tal caso, el procesado se interrumpiría hasta que se dispusiera de otro PC configurado para procesar, lo que llevaría como mínimo un día.

Para evitarlo, se puede disponer de dos PC de procesado, configurados exactamente igual, uno que actúe como principal y otro que actúe como secundario. De tal forma que al comienzo del procesado el PC principal compruebe que el PC secundario funciona correctamente, en caso contrario envía un correo notificando el error. Una vez comprobado, el PC principal lleva a cabo el procesado habitual. Paralelamente, el PC secundario comprueba que el PC principal funciona correctamente, de ser así no realiza ninguna acción adicional, salvo de copia de seguridad si se estima oportuno. En caso de que el PC secundario compruebe que el PC principal no funciona correctamente, envía un correo notificando el error y realiza el procesado.

De esta forma se asegura que el procesado se lleva a cabo en caso de un fallo de hardware de uno de los dos PC. Siempre queda la posibilidad de que los dos PC fallen simultáneamente, pero es una posibilidad remota.