Informe de Evento

UY24112016-Las Piedras

Observatorio Geofísico del Uruguay

Observatorio Geofísico del Uruguay:

Dra. Leda Sánchez Bettucci
Bach. Hernan Castro
Bach. Martin Rodriguez
Bach. Anahi Curbelo
Bach. Fiorella Arduin
Lic. Pablo Núñez
MSc. Ing. Enrique Latorres
MSc. Oscar Castro Artola

RESUMEN

El día 24 de noviembre, a las 23:29:02 (Hora Local) 02:29:01.81 (hora UTC) se registró un sismo somero de magnitud 3.4 (Mc) al norte de la localidad de Las Piedras y al sur de Progreso, a una profundidad de 14 km cuyo origen se le atribuye a causas tectónicas. Una localización preliminar del epicentro únicamente con la estación sismológica PHIA (Aiguá, Maldonado), ubicó el epicentro en los alrededores de la ciudad de Sauce y determinó una magnitud local (M_L) de 2,98. Una vez integrados los datos de las estaciones operativas en el país y estaciones regionales en Argentina y Brasil se llegó a determinar las características del evento con mayor precisión. Los datos obtenidos del evento son los siguientes:

Hora local del Evento:	23:29:01.81
Latitud:	-34.644
Longitud:	-56.201
Profundidad Hipocentral:	14 km
Magnitud (Mc):	3,4

Se realizó también un mapa de distribución de la percepción en base a los testimonios de la gente, a través de los más de 1000 correos electrónicos recibidos y las 1711 encuestas web recopiladas. Un factor común entre lo manifestado en estos correos, es la presencia de un ruido similar a un trueno acompañado posteriormente del temblor.

Este ruido es un fenómeno común percibido por las personas en terremotos de baja magnitud y a profundidades someras, en contexto de intraplaca.

La baja magnitud, el contexto de intraplaca y la poca profundidad dan lugar a que ciertas frecuencias generadas durante la ruptura se transmitan del suelo al aire en el rango audible para el ser humano (20 Hz a 50 Hz) en zonas cercanas al epicentro (~50km).

Cabe destacar que este no es el primer evento sísmico en territorio Uruguayo. Una breve introspección histórica en la sismicidad del Uruguay revela que existen registros de eventos entre los cuales destacan Maldonado, 1848; Colonia, 1888; Montevideo, 1944; Bella Unión, 1948; Maldonado 1988; La Paloma (Durazno) 1990; Cerro, Montevideo, 2016.

ÍNDICE

1. Introducción

1.1. Ondas sísmicas

1.2. El porqué de los sismos de borde de placa y de intraplaca

1.3. Sonidos asociados a la sismicidad.

1.4. Historia de la sismicidad en Uruguay

2. Instrumentación

2.1. Estaciones

3. Procesamiento de datos

3.1. Datos obtenidos

3.2. Información brindada a través de Correo Electrónico

3.3. Información brindada a través de la Encuesta *On-line*

4. Datos externos

4.1. Fuerza Aérea

4.2. SGM

5. Conclusiones

6. Agradecimientos

7. Bibliografía

1. Introducción

1.1 Ondas sísmicas

Dos grandes tipos de ondas sísmicas: de cuerpo (P y S) y superficiales (Love y Rayleigh).

Ondas P, también conocidas como ondas primarias, son las primeras en llegar a la estación sismológica debido a su mayor velocidad de propagación, que para un modelo cortical estándar corresponde a 6 m/s. Estas ondas son compresivas-distensivas generando un movimiento longitudinal respecto a la dirección de propagación.

Ondas S, conocidas como secundarias con velocidades de 3m/s, generando movimiento transversal a la dirección de propagación: horizontal (SH) y vertical (SV).

Debido a que las ondas superficiales presentan velocidades menores a las ondas de cuerpo, componen la parte final del registro sísmico. En el caso de las ondas Rayleigh, presentan un movimiento elíptico retrógrado en un plano vertical a la dirección de propagación mientras que las ondas Love presentan un movimiento horizontal perpendicular a la dirección de propagación.

1.2 El porqué de los sismos de borde de placa y de intraplaca

Los sismos son movimientos del suelo producido por el arribo de ondas elásticas asociadas a deformaciones en la corteza y manto superior que generan fracturamientos y desplazamientos de bloques. Cuando los esfuerzos tectónicos superan la capacidad de los materiales rocosos de acomodar la deformación de forma plástica, éstos fracturan y liberan esa deformación acumulada en forma de ondas elásticas, sismos.

Debido a que los márgenes de placa (zonas de interplaca) son aquellas sobre las que actúan campos de esfuerzos mayores, son las más propensas a verse afectadas por actividad sísmica importante, mientras que las regiones de intraplaca suelen presentar actividad sísmica de menor importancia. En esta última región, los sismos suelen estar asociados principalmente a la reactivación de fallas preexistentes.

1.3 Sonidos asociados a la sismicidad.

Los fenómenos de ***Earthquake booms***, son sonidos que se dan asociados a sismos de magnitudes bajas (alrededor de 3). Estos han sido reportados desde hace siglos y se dan de manera común, por ejemplo, en la costa este de Estados Unidos, en Turquía y Gran Bretaña, entre otros (contexto de intraplaca). Estos se reportan para localizaciones cercanas al hipocentro y llegan antes de la onda S, después de la P.

Como la perceptibilidad de la onda P es en general baja y el movimiento perceptible se da asociado al pasaje de la onda S, las cuales llegan después al observador, genera que las **personas "escuchen" primero y luego "sientan" el temblor.**

Davidson (1938), realizó un extenso estudio sobre el catálogo manuscrito de la sismicidad en Gran Bretaña encontrando casi 20,000 descripciones de ruido asociado a sismos en Gran Bretaña. A partir de esto, clasifica los sonidos en las siguientes categorías:

1) Vagones, Carretas, vehículos a motor, aplanadoras o trenes pasando rápidamente cerca del observador.
2) Trueno distante, fuerte golpe o un bramido, pero casi siempre un trueno distante.
3) Viento, rugido creciente. Como si el viento soplando en una chimenea o a través de un corredor.
4) Caída de objetos pesados, el golpe de una puerta, ruido de olas sobre la costa.
5) Explosiones, detonaciones distantes, artillería pesada desde lejos.
6) Sonidos misceláneos, estampidas de animales, cascadas, etc..

En dicho trabajo se indicó que a medida que baja la intensidad del sismo, la percepción del sonido como un trueno aumenta y la percepción de sonido como viento disminuye.

En el trabajo de Hill (1976) se dedujo la razón física para que estos fenómenos ocurran. Cuando se da la llegada de una onda P cerca del observador, si tiene un contenido rico en altas frecuencias para un sismo (20-50 Hz) y un ángulo de incidencia bajo ocurre una transmisión de la onda desde el medio terrestre al aéreo, dando como resultado la percepción de un sonido de baja frecuencia. Para establecer un paralelismo, es como si el observador estuviera sobre un gran altoparlante (Hill, 1976).
El requerimiento de que frecuencias de más de 20 Hz lleguen a la superficie, limita a que este fenómeno se dé en contextos geológicos-tectónicos particulares. Tienen que cumplirse las siguientes condiciones:

1) *El sismo debe ser somero (menor a 20 Km ~)*. Esto permite que las ondas de alta frecuencia, (las más energéticas) no se atenúen antes de llegar a la superficie terrestre.
2) *El sismo debe ser de magnitud baja (< 5).* Fallas de menor tamaño generarán un registro rico en altas frecuencias, mientras que fallas de mayor tamaño generarán un registro rico en bajas frecuencias. Como la magnitud es dependiente del área de ruptura, sismos de menor magnitud generan contenidos de alta frecuencia (Shearer, 2009).

Estas dos condiciones son características de sismicidad de Intraplaca.

Más recientemente, el trabajo de Stahl (2005) utilizando los resultados de la aplicación *"Did you feel it?"* del USGS (Wald, 1999) recolecta 1.25 millones de observaciones con énfasis en el ruido para la sismicidad de baja intensidad en los Pirineos.

Existen varios casos de sismos que reportan earthquakes booms como por ejemplo: Spokane, Washington; New Madrid, Missouri; Charleston, South Carolina; oeste de Turquía; Manson, Washington.

Asimismo, muchas veces se ha reportado la presencia de luces asociadas a movimientos sísmicos, datando al menos desde la antigua Grecia. Este fenómeno ha sido explicado tentativamente por corrientes eléctricas inducidas por el esfuerzo (Fidani, 2009) y/o emanación de gas radón (Heraud y Lira, 2010).

1.4 Historia de la sismicidad en Uruguay

Los registros de eventos sísmicos en el Uruguay son escasos. Recién en el año 2013 se iniciaron los estudios sismológicos a través del Observatorio Geofísico del Uruguay. A continuación se presenta una tabla donde se exponen los diferentes eventos de registros históricos e instrumentales.

Fecha (dd/mm/aaaa) hora	Magnitud/Intensidad profundidad/duración	Epicentro	Observaciones
09/08/1848 18:45	Mercalli: V o VI	200 km al S de Maldonado	3 réplicas (/15, 17 y 18 de agosto y 16 de septiembre (Diario El Comercio del Plata N0. 781, 785, 787, 789, 790, 795)
05/22/1861 23:00			vinculado al gran terremoto de Mendoza Ms 7,2, d: 30 km (IX - X (EMM); INPRÉS, 2006). Fue percibido en Montevideo
01/14/1884 7:30			Tsunami, costa sur de Uruguay. El fenómeno duró aproximadamente 15 minutos, inundó parte de la ciudad de Montevideo. El tiempo era bueno, la dirección de la ola fue desde la costa patagónica. Varias personas se ahogaron en el lado sur de la ciudad. Nature (1884)
05/06/1888	Richter: 5,5	14 Km al SW de Colonia, d: 30 Km	(replicas 3:12, 3:30 y 5:10), y seiche
15/01/1944			Montevideo, 20:56h. Movimientos en la torre del Palacio Salvo y se vió mover las "arañas de luz" en Punta Carretas.
05/09/1945		Martínez, Provincia de Buenos Aires (Jaschek, 1972)	
04/01/1948	17´´		Bella Unión (Uruguay). También registrado en la Provincia de Entre Ríos
22/09/1949			Brandsen, Provincia de Buenos Aires (Jaschek, 1972)
21/01/1954			"gran ola" golpeó la costa S-SE de Uruguay, Mar del Plata .... tsunami "*la repetición de un similares pero menos violento, registrado en el año 1945*": "La Historia de Mar del Plata" de Roberto T. Barili (1978)
17/02/1970			Berisso, provincia de Buenos Aires (Jaschek, 1972)
02/09/1970	3.5 Richter		Vieytes, provincia de Buenos Aires (Jaschek, 1972)
			1971 (Jaschek, 1972), epicentro: Provincia de Buenos Aires (Álvarez Jontes y Vieytes)
26/06/1988	M: 5,2 d: 31 km	200 km al sureste de Maldonado y ca. 300 km al sureste de Montevideo.	(Assumpção 1998). "Terremoto mar territorial Uruguayo"
10/01/1990	Mercalli: III	epicentro cercano a la represa Rincón del Bonete.	Sismicidad Inducida Benavidez (1998)

*Parte de la información de los registros históricos de actividad sísmica en la región del Río de la Plata fue publicada por Benavidez (1998)

Cabe destacar que en el período 2013-2015 se registraron alrededor de 40 sismos locales de manera instrumental con distancias epicentrales dentro de los rangos: 7-10 km, 20-25 km y 70-130 km respecto a la estación sismológica cercana a la localidad de Aiguá (Maldonado).

2. Instrumentación

2.1 Estaciones

En Uruguay se está instalando una red sismológica (red UY) que consta de 14 estaciones aceleométricas y tres sismológicas distribuidas por todo el territorio nacional.

Hoy se encuentran en actividad cinco estaciones aceleromètricas (MVDCE, ROTS, PHIA, SDYD, TAPT) y una sismológica (PHIA) cuya distribución se puede observar en la Figura 1.

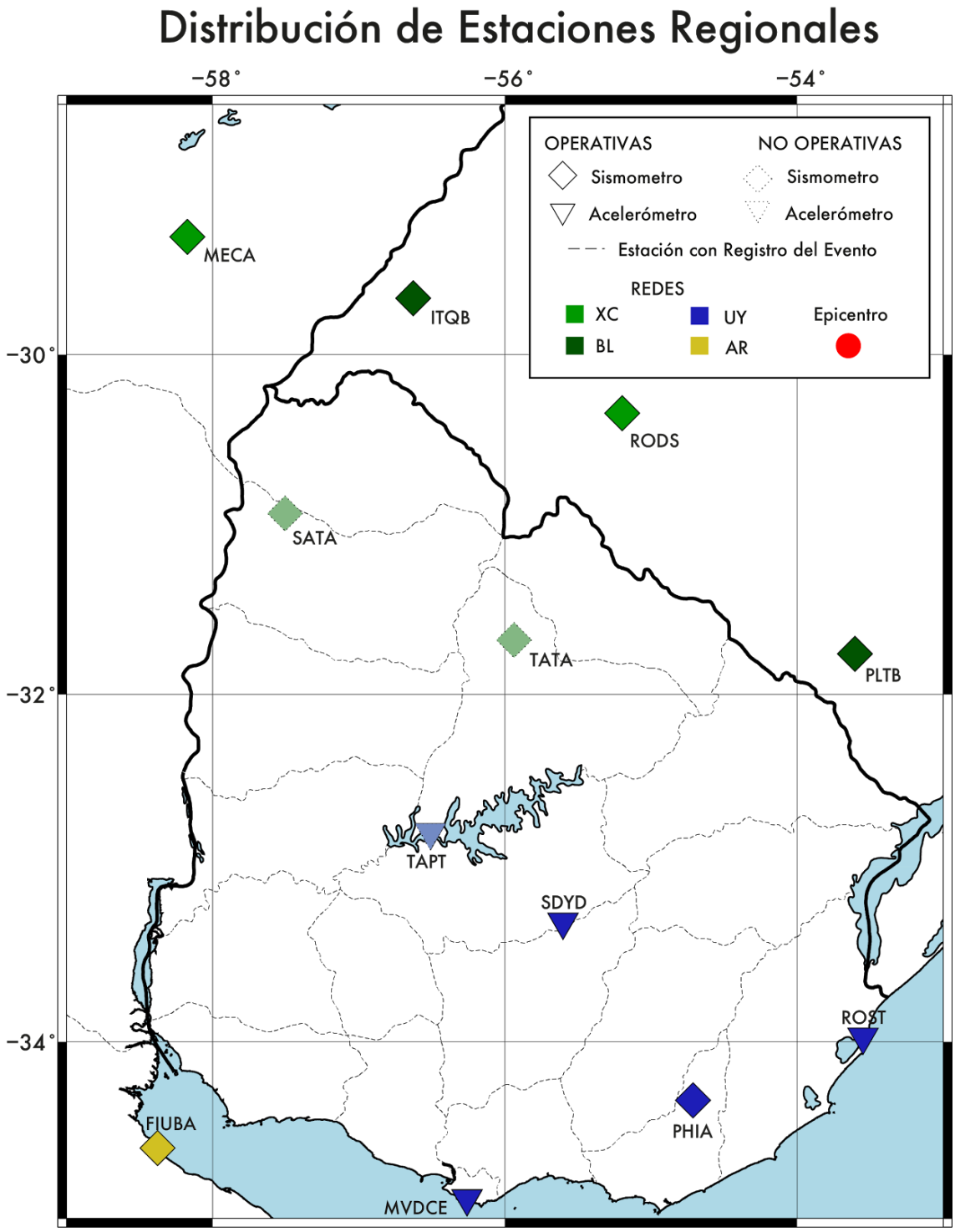

Figura 1. Mapa mostrando la distribución regional de las estaciones Sismológicas / Aceleromètricas en zonas aledañas al territorio Uruguayo. Las redes XC y BL pertenecen a Brasil, la red AR a Argentina y UY a Uruguay.

Para la localización y caracterización del evento, fueron utilizados datos de 7 estaciones sísmicas (Figura 1) donde el evento fue registrado:

RED UY (red nacional)

PHIA *sismómetro banda ancha Guralp CMG-40T*

SDYD *acelerómetro triaxial Guralp CMG-5T*

ROST *acelerómetro triaxial Guralp CMG-5T*

MVDCE *acelerómetro triaxial Guralp CMG-5T*

RED RI (Argentina)

FIUBA *geotech KS-2000*

RED XC (Brasil)

RODS *Nanometrics 120-QA*

RED BL (Brasil)

PLTB *Nanometrics 120-QA*

3. Procesamiento de datos

3.1 Datos obtenidos

En una primera instancia se observó que el registro de la estación PHIA (Figura 2) muestra un claro patrón de ondas sísmicas sin ningún tipo de filtro.

Se identificó la fase P y la fase S seguidas por un claro tren de ondas superficiales.

La fase P se ve con la suficiente claridad como para definir un criterio de polaridad, indicando que llega en fase compresiva desde el Suroeste. A simple vista se puede ver la mayor presencia de la fase P en la componente Este respecto a la componente Norte, que marca un rumbo Oeste-Suroeste (258º).

Es de destacar que la relación de amplitud entre las ondas de cuerpo (P y S) y las superficiales son claros indicadores de una fuente somera (Schweitzer, *et. al.* 2002).

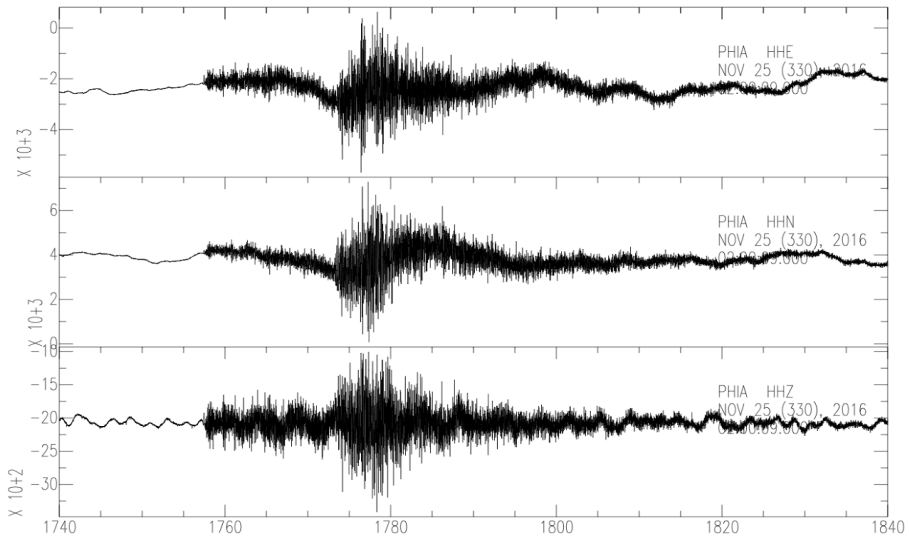

Figura 2. Sismograma para la estación PHIA de la red UY cercana a la localidad de Aiguá, Maldonado.

Con el uso del programa Seiscomp3 (Weber, *et. al.* 2007) se pudo estimar una distancia y localización preliminar a partir del estudio de la forma de onda, que sitúan el epicentro del evento cercano a la localidad de Sauce.

Posteriormente se prosiguió con analizar el registro de la estación SDYD (Figura 3). En el mismo se detecta un claro patrón de ondas sísmicas sin ningún filtro, con una P y S menos claras pero identificables, mientras que las ondas superficiales se ven muy claramente.

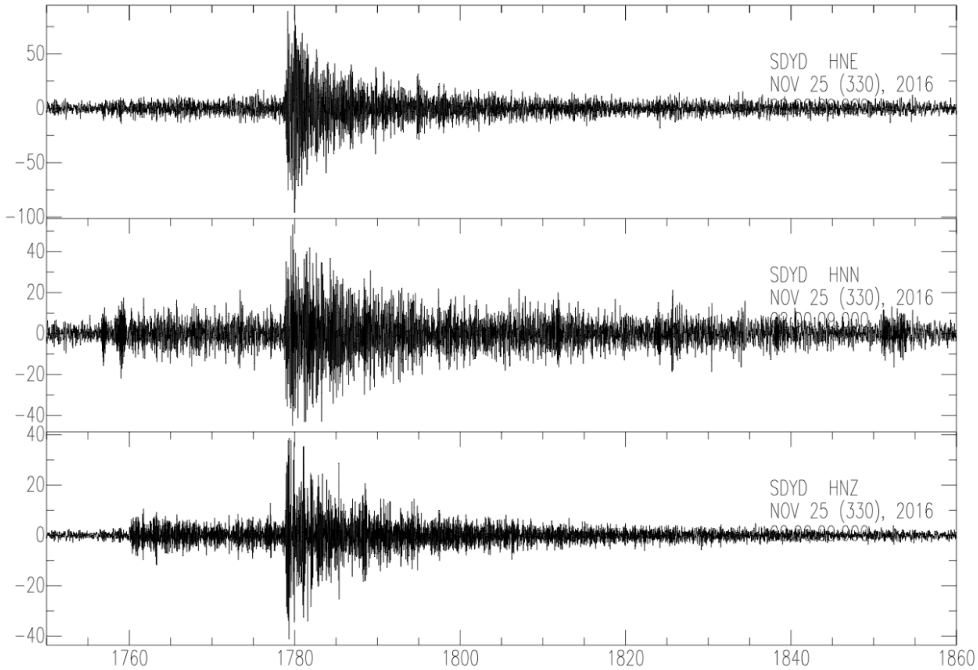

Figura 3. Acelerograma para la estación SDYD de la red UY, Cuartel Paso del Rey, Sarandí del Yí, Durazno.

La tercer estación en incorporarse a los datos es MVDCE (Figura 4). En el acelerograma se ven claramente las fases P y S definiendo una dirección Nor-Este/Sur-Oeste y las ondas superficiales que caen con la característica envolvente exponencial.

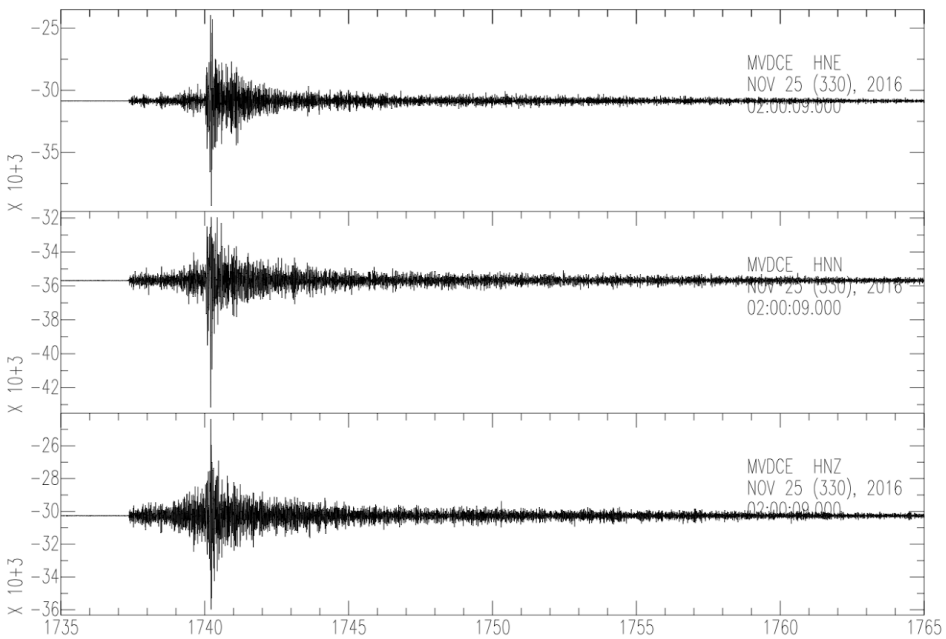

Figura 4 . Acelerograma para la estación MVDCE de la red UY, Fortaleza del Cerro, Montevideo.

En base a la diferencia de tiempo entre la llegada de las fases P y S (Stein & Wysession, 2009) de estas tres estaciones se realizó un segundo ajuste preliminar de la zona epicentral, mediante una triangulación geométrica, ubicándola más próxima a la ciudad de Montevideo.

Una vez localizado el epicentro, se calculan los tiempos de viaje aproximados de las ondas desde el Epicentro hasta las estaciones. Este simple análisis muestra de manera clara que las ondas en el sismograma y acelerogramas son ondas sísmicas y no ondas sonoras, ya que las ondas sísmicas viajan entre 10 y 20 veces más rápido que las ondas sonoras.

Al día siguiente se incorporaron los datos de la estación ROST (ver Anexo). Se identifican las ondas superficiales sin filtro en esta estación pero no es posible identificar claramente las fases P y S sin filtrar la señal.
Los datos de la estación ROST se incorporan junto con los datos de MVDCE, PHIA y SDYD al programa HypoFast (Lienert, 1986) para obtener una localización epicentral más sólida, que sitúa el epicentro al Norte de la localidad de Las Piedras, de donde se obtuvo lo siguiente:
datos:

Latitud= -34.6925 ± 4.2 km.
Longitud= -56.2003 ± 4.8 km.
Profundidad = 12.3 km ± 6.0 km
Magnitud $_{Local}$= 3.4

Por último incorporamos los datos de las estaciones regionales de Brasil (PLTB y RODS) y Argentina (FIUBA).

Es muy importante destacar que las ondas sísmicas se ven muy claramente en la estación PLTB localizada a unos 450 km de distancia desde el epicentro y en RODS, ubicada a 520 km de distancia. Esto confirma que el sismo es tectónico, ya que para cualquier otra hipótesis las ondas a estas distancias (y menores) deberían de estar lo suficientemente atenuadas como para no ser distinguibles del ruido (Figura 5).

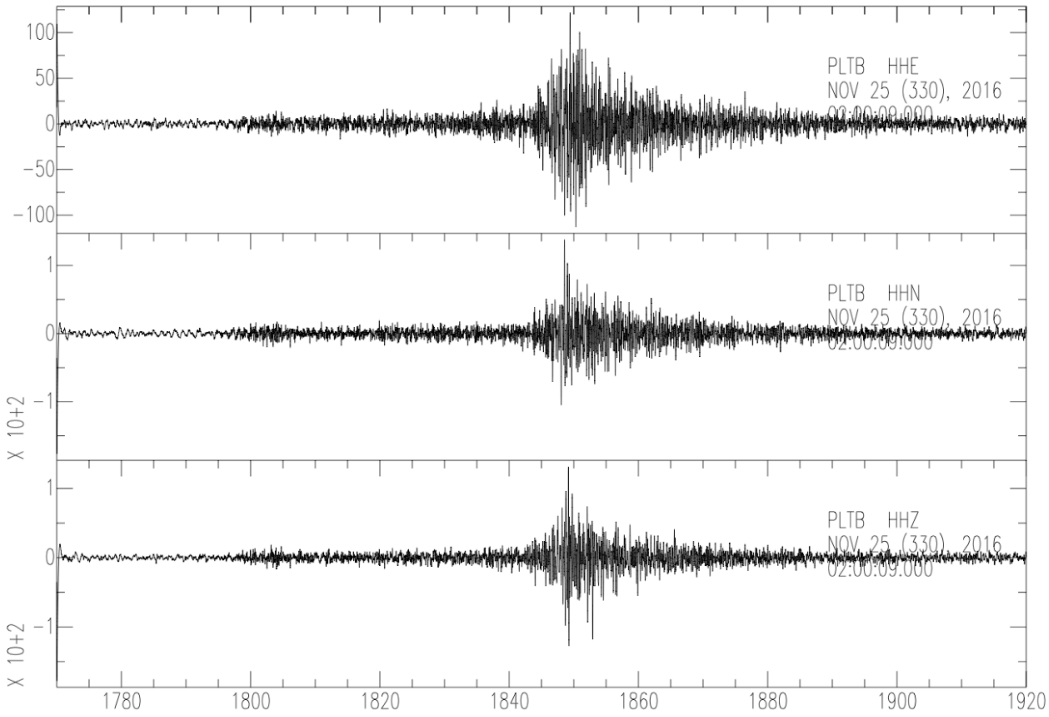

Figura 5. Sismograma para la estación PLTB de la red BL, Sur de Brasil.

Una vez integrados los datos de estas estaciones, se re-localizó el epicentro (Figura 6) en base a las estaciones MVDCE, PHIA, SDYD, ROST, FIUBA y PLTB. Los datos finales del evento son:

Figura 6. Mapa de localización de la región epicentral.

En base a la distribución de frecuencias, se puede observar un contenido rico en altas frecuencias sísmicas (>20 Hz). Esto es característico de sismos de baja magnitud, donde el

área de ruptura (o superficie de falla) es pequeña (Shearer, 2009). También resultaría incompatible con una fuente de excitación de las ondas externa o desacoplada a la Tierra, ya que el contraste de impedancia acústica, generaría una reflexión de la mayor parte de las componentes de alta frecuencia en la interfaz aire/tierra de vuelta al aire, y por lo anteriormente expresado, **no podrían verse ondas sísmicas altas frecuencias a 450 km** de la fuente fuera del ruido de fondo (Figura 7).

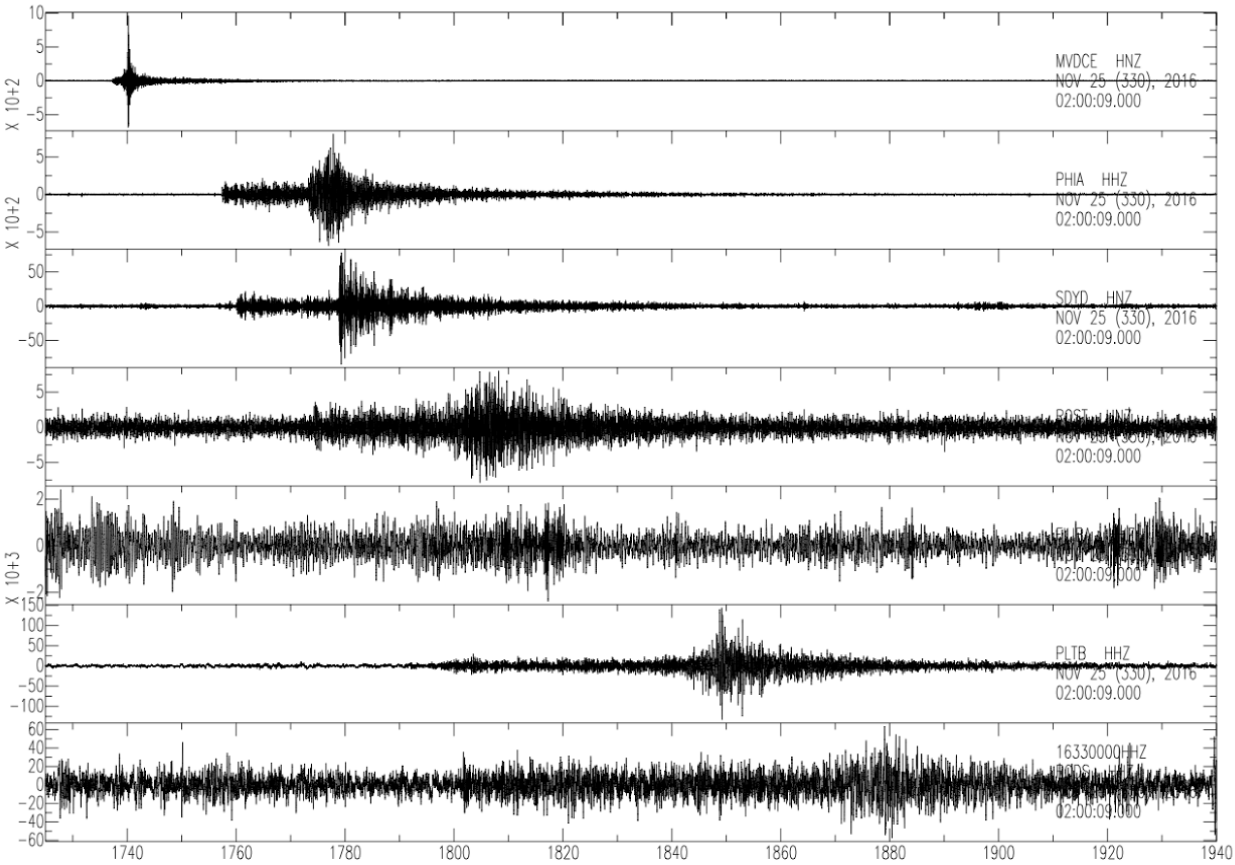

Figura 7. Sismogramas y acelerogramas correspondientes al evento del 24 de noviembre 23:29 Hora Local, 02:29 Hora UTC. de las estaciones MVDCE (cerro Montevideo), PHIA (Aiguá Maldonado), SDYD (cuartel Paso del Rey, Durazno). ROST (Capatacía Santa Teresa, Rocha), PLTB (Rio Grande do Sul, Brasil) y RODS (Rio Grande do Sul, Brasil) respectivamente, ordenadas según la distancia epicentral. Ver Figura 3.

Además se contó con;

- Aproximadamente 1300 mails que contienen descripciones del sismo.
- 1711 entradas en la encuesta On-Line.
- Entrevistas en la región epicentral que avalan las encuestas y los correos electrónicos.

3.3 Información brindada a través de Correo Electrónico

A través de la información presente en los correos electrónicos recibidos, se está compilando un mapa (Figura 8) con el objeto de determinar zonas de intensidades relativas y generar un mapa de intensidades (escala de Mercalli Modificada).

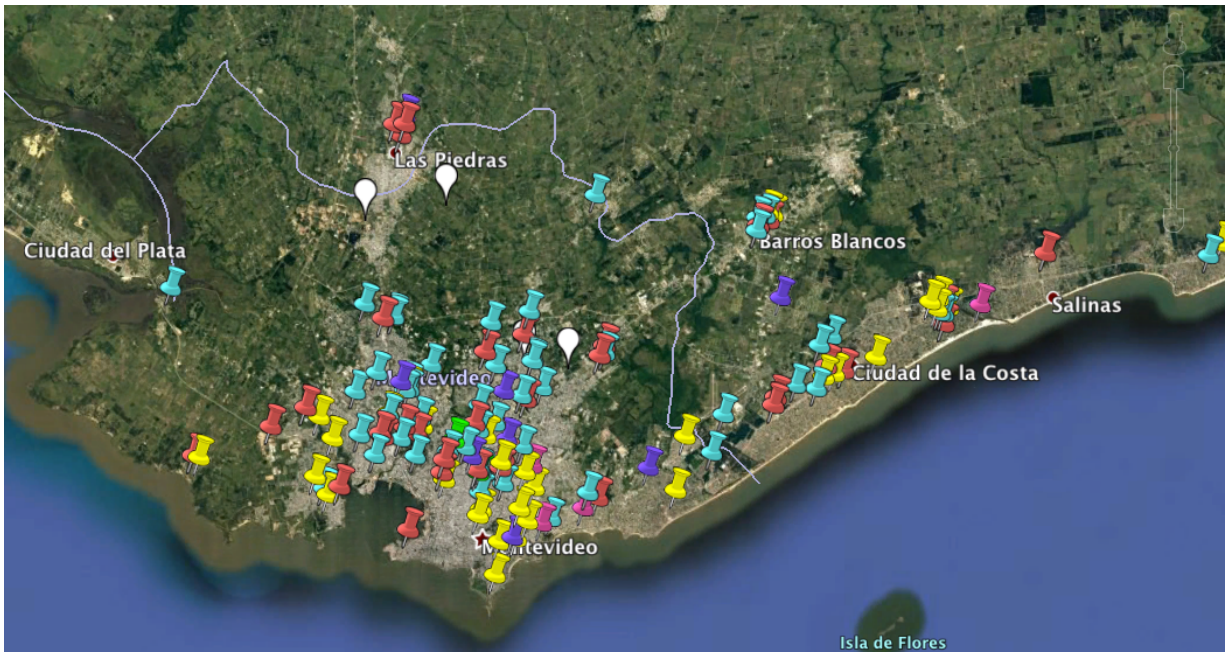

Figura 8 . Mapa preliminar de la distribución de la población que percibió el evento sísmico.

Código de Colores

Rojo:	Especifican que sintieron primero ruido, después temblor/vibración
Rosado:	Especifican que sienten primero el temblor
Celeste:	No especifican cuando escriben. Mencionan primero ruido, después temblor
Verde:	No especifican cuando escriben. Mencionan primero temblor, después ruido
Violeta:	Sólo temblor
Amarillo:	Solo sonido
Blanco:	Especifican que sintieron el temblor y el sonido al mismo tiempo.

3.4 Información brindada a través de la encuesta *on-line*

A través de la encuesta *on-line* se construyeron distintas gráficas (Figuras 9 y 10) que permiten evaluar la percepción de la gente y aportar más datos a los ya trabajados.

Figura 9 . Distribución de la hora aproximada a la que se percibió el evento.

La figura 9 muestra una clara concentración de las respuestas alrededor de las 11:30:00 PM. Probablemente el pico correspondiente a las 11:30:00 AM se debe a un error al introducir la diferencia entre AM y PM ya que el registro no presenta nada significativo. No se registran réplicas asociadas a los otros picos.

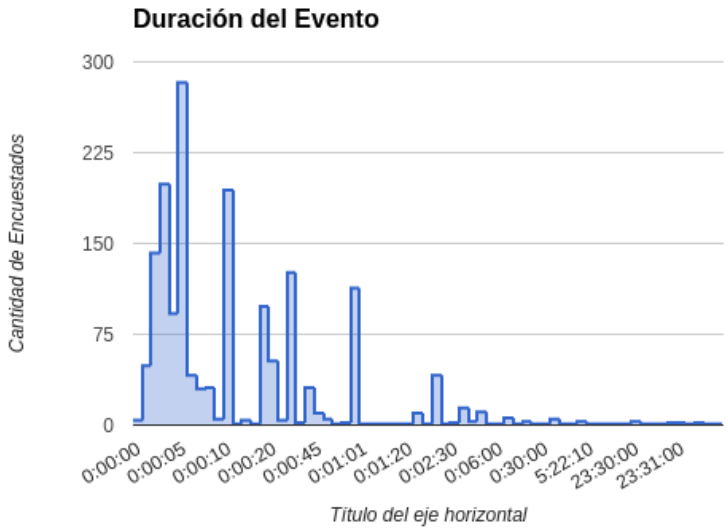

Figura 10. Distribución de la duración indicada a la que se percibió el evento.

En la figura 10 se puede ver cómo fue percibida la duración del evento para las personas. Los picos marcados se dan en los intervalos regulares de tiempo (02'', 05'', 10'', 20'', 1' etc..), ya que la precisión con la que se puede describir un evento de tan corta duración es limitada. Haciendo un breve análisis de los porcentajes, se puede decir que aproximadamente un 60% sintieron una duración menor a 10s.

4. Datos aportados por fuentes externas.

4.1 Comunicado de prensa, Fuerza Aérea Uruguaya (FAU)

Circulación de información infundada

La Fuerza Aérea Uruguaya (FAU) ante la circulación de rumores e información infundada ace de que el pasado evento sísmico ocurrido en nuestro país en horas de la noche del día de a tenga relación directa con algún tipo de movimiento aéreo, se informa que no se ha regist ningún tipo de actividad dentro del área de responsabilidad bajo vigilancia de la Fuerza A Uruguaya.

May. (Av.) Gerardo Tajes
Director (interino) de la Dirección de Relaciones Públicas
de la Fuerza Aérea Uruguaya

4.2 Red Geodésica Activa, Servicio Geográfico Militar (SGM)

En el marco de colaboración con el SGM solicitamos los datos de las estaciones permanentes GPS, para identificar deformación cosísmica o post-sísmica. La Red Geodésica Activa del Servicio Geográfico Militar procesó con varias herramientas los datos primarios y no han encontrado ningún rasgo indicativo en el registro. Están a la espera de las efemérides precisas para el informe final.

5. Conclusiones

A partir del estudio de los sismogramas y acelerogramas pertenecientes a 7 estaciones regionales ubicadas dentro de un rango de 550 Km respecto a Montevideo, se determinó que el evento ocurrido el día 24 de noviembre a las 23:29:02 corresponde a un sismo tectónico de magnitud 3.4 cuyo hipocentro se localizó a una profundidad de 14 Km en la zona comprendida entre las ciudades de Las Piedras y Progreso (Latitud -34.644, Longitud -56.201).
Los correos electrónicos recibidos dan testimonio que este evento fue percibido en casi todas las zonas de la capital y las ciudades del sur de Canelones (Las Piedras, Barros Blancos, Pando, Ciudad de la Costa). Así mismo una gran cantidad de mensajes describen un sonido o ruido similar al de un trueno acompañado por una vibración de una intensidad considerable. Este efecto se le atribuye a ruidos propios de terremotos someros de baja magnitud.
En el análisis de los registros correspondientes al periodo comprendido entre el 23 y el 26 de noviembre para la estación MVDCE, no se hallaron evidencias de precursores ni de réplicas.

6. Agradecimientos

Lic. Néstor Campal
Director Nacional de Minería y Geología
Ministerio de Industria, Energía y Minería

MSc. Ing. Geofísico Oscar Castro Artola, Dr. Arturo Iglesias
Instituto de Geofísica
Universidad Autónoma de México, México

Ing. Leonardo Rodríguez
Centro Regional de Sismología para América del Sur, Perú

MSc. Agustín Bertero
Facultad de Ingeniería,
Universidad de Buenos Aires, Argentina

PhD. Patricia Alvarado
Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Argentina

MSc. Bruno Collaço, Dr. Marcelo Assumpção
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas,
Universidad de São Paulo, Brasil

MSc. Sebastián Bruzzone, PhD. Peter Brown
Meteor Physics Group, Western Ontario University, Canadá

Director Cnel. Norbertino Suárez
Servicio Geográfico Militar (División geodesia y topografía),
Ministerio de Defensa, Uruguay

7. Bibliografía

Buskirk, R. E., Frohlich, C., & Latham, G. V. (1981). Unusual animal behavior before earthquakes: A review of possible sensory mechanisms. Reviews of Geophysics, 19(2), 247-270.

Davison, C., 1938. Earthquake sounds. Bulletin of the Seismological Society of America, 28(3), 147–161.

Green, D. N., et al., 2009. Modelling ground-to-air coupling of the shallow Ml 4.3 Folkestone, United Kingdom, earthquake of 28 April 2007. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(4), 2541–2551.

Hill, D. P., 1976. Physical constraints on sounds generated by very small earthquakes. USGS Open File Report, 27 pp.

Hill, D. P., et al., 1976. Earthquake sounds generated by body-wave ground motion. Bulletin of the Seismological Society of America, 66(4), 1159–1172.

Holzer, T. L., et al., 1996. Seismograms offer insight into Oklahoma City bombing. EOS, 77(41), 393, 398–399.

Kilb, D., Peng, Z., Simpson, D., Michael, A., Fisher, M., & Rohrlick, D. (2012). Listen, watch, learn: SeisSound video products. *Seismological Research Letters*, *83*(2), 281-286.

Lienert, B. R., Berg, E., & Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. Bulletin of the Seismological Society of America, 76(3), 771-783.

Michael, A. J. (2011). Earthquake sounds. In Encyclopedia of solid earth geophysics (pp. 188-192). Springer Netherlands.

Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S., & Kværna, T. (2002). IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP).

Shearer, P. M. (2009). Introduction to seismology. Cambridge University Press.

Stein, S., & Wysession, M. (2009). An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure. John Wiley & Sons.

Steinbrugge, K. V. (1974). A catalog of earthquake related sounds. Seismological Society of America.

STIERMAN, Donald J. Earthquake sounds and animal cues; some field observations. Bulletin of the Seismological Society of America, 1980, vol. 70, no 2, p. 639-643.

Sylvander, M., and Mogos, D. G., 2005. The sounds of small earthquakes: quantitative results from a study of regional macroseismic bulletins. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(4), 1510–1515.

Sylvander, M., et al., 2007. Seismoacoustic recordings of small earthquakes in the Pyrenees: experimental results. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(1B), 294–304

Tosi, P., et al., 2000. Spatial patterns of earthquake sounds and seismic source geometry. Geophysical Research Letters, 27(17), 2749–2752.

Wald, D. J., Quitoriano, V., Dengler, L. A., & Dewey, J. W. (1999). Utilization of the Internet for rapid community intensity maps. Seismological Research Letters, 70(6), 680-697.

Weber, B., Becker, J., Hanka, W., Heinloo, A., Hoffmann, M., Kraft, T., ... & Thoms, H. (2007). SeisComP3—automatic and interactive real-time data processing. In Geophysical Research Abstracts (Vol. 9, p. 09219).