

| ISSN EN LÍNEA 1852-7744

VOLUMEN 34 (2) 2009



| **GEOACTA**

**Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas**



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar

DETERMINACIÓN DEL CONTENIDO DE VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE (PWV) A PARTIR DE MEDICIONES GPS: PRIMEROS RESULTADOS EN ARGENTINA.

Fernández L.I., Meza A.M., Natali M.P

¹Facultad de Ciencias. Astronómicas y Geofísicas. Univ. Nac. de La Plata. (FCAGLP-UNLP).
Paseo del Bosque s/n, B1900FWA, La Plata, Argentina.

Email: lauraf@fcaglp.unlp.edu.ar, ameza@fcaglp.unlp.edu.ar, paula@fcaglp.unlp.edu.ar

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

RESUMEN

La propuesta de este trabajo consiste en el uso de GPS (Global Positioning System) para determinar el contenido de vapor de agua precipitable sobre Argentina, aprovechando las ventajas del sistema: bajo costo, medición continua en todos los puntos del planeta y en cualquier condición climática; proveyendo precisiones y exactitudes comparables a las de las técnicas clásicas. La estimación del PWV (vapor de agua precipitable) integrado en la dirección cenital de la estación a partir de mediciones GPS constituye la primera y mas elemental de las determinaciones realizadas por la Meteorología GPS. Con este nombre se alude al conjunto de trabajos interdisciplinarios llevados a cabo por científicos de las ciencias atmosféricas junto a geodestas, principalmente. Esta novedosa disciplina nacida a principios de la década de los 90 (Bevis et al., 1992) ha avanzado hasta posibilitar la tomografía del vapor de agua en una dada región (Bi et al., 2006). Sin embargo, su aplicación más conocida consiste en la asimilación del dato de vapor de agua, obtenido a tiempo casi real, en modelos numéricos de predicción del clima. La aplicación de esta metodología es novedosa en Argentina. En este trabajo se plantea la generación de valores de PWV como un subproducto del procesamiento geodésico preciso, utilizando las observaciones GPS disponibles para las estaciones de la Red Argentina de Estaciones Permanentes GPS (RAdeP), que además poseen una estación meteorológica asociada. Luego de explicar detalladamente la obtención del dato, se explican las ventajas y diferencias de esta metodología con respecto a las determinaciones clásicas hechas con radiómetros o radiosondas. La técnica se ejemplifica presentando los resultados de PWV calculados para las estaciones GPS permanentes LPGS (La Plata, Buenos Aires) y RIOG (Río Grande, Tierra del Fuego). Finalmente se discute el estado del arte de la Meteorología GPS en el contexto internacional, se describen algunas aplicaciones previas en Argentina, y se plantean las potencialidades y posibilidades de abordar trabajos interdisciplinarios en Argentina en un futuro cercano.

Palabras clave: Retraso cenital troposférico, Vapor de Agua Precipitable, GPS, Red Argentina de Estaciones Permanentes GPS (RAdeP).

ABSTRACT

The proposal of this work consists of the usage of GPS (Global Positioning System) to determine the precipitable water vapor content over our country, taking advantage of the benefits of the GPS: lower costs, possibility of measurements at any point of the planet and under any climatic condition; providing precisions and accuracies comparable to those of the classic technologies. The estimation of PWV (Precipitable Water Vapor) integrated at the zenithal direction of the station from GPS measurements constitutes the first one and more elementary of the determinations realized by the GPS Meteorology. With this name one refers to the set of interdisciplinary works carried out by scientists of the atmospheric sciences along with geodesists and geophysicists, principally. This new discipline was born at the beginning of the decade of the 90 (Bevis et al., 1992). It has advanced up to making the tomography of the water vapor possible in a given region (Bi et al., 2006). Nevertheless, its best known application consists of the assimilation of the water vapor data, obtained in almost real time, in numerical weather models. The application of this methodology is new in Argentina. In this work we present the generation of PWV values as a sub product of the precise geodetic processing. The last must be done by using the GPS observations from the stations belonging to the RAdeP (Argentinean network of permanent GPS stations) but they must have a meteorological station co-located. After

explaining how to obtain the information, the advantages and differences of this methodology are explained with regard to the classic determinations from radiometers or radiosondes. The application is exemplified presenting PWV's results calculated for the GPS permanent stations LPGS (La Plata, Buenos Aires) and RIOG (Río Grande, Tierra del Fuego). Finally, the state of the art of the GPS Meteorology is discussed in the international context and some previous applications in Argentina are also described. Concluding, we discuss the potentials and possibilities of establishing interdisciplinary works in this field in Argentina in a nearby future.

Keywords: Tropospheric zenith delay, Precipitable Water Vapor (PWV), GPS, Red Argentina de Estaciones Permanentes GPS (RAdeP).

INTRODUCCIÓN

Actualmente, y además de las aplicaciones puramente geodésicas, nos hemos acostumbrado a oír acerca de las múltiples aplicaciones comerciales del sistema de posicionamiento global GPS: rastreo y/o posicionamiento de vehículos en ruta, barcos, complemento de los sistemas precisos de aeronavegación, etc. Todas estas aplicaciones generalmente están vinculadas al fin mismo por el cual el sistema fue creado, esto es, brindar posiciones (y/o velocidades) de alta precisión y confiabilidad.

Hoy día Argentina posee una red geodésica constituida por varias estaciones GPS operando de manera continua, muchas de las cuales poseen estaciones meteorológicas. Dicha red (Red Argentina de Estaciones Permanentes GPS, RAdeP), esta formada por 19 Estaciones receptoras de las radio señales GPS, establecidas de modo permanente con el fin de cumplir con un claro objetivo geodésico: la materialización del Marco de Referencia Terrestre Internacional (International Terrestrial Reference Frame, ITRF) en Argentina, a través de la determinación de coordenadas y velocidades de desplazamiento tectónico de las estaciones con precisión milimétrica. Las estaciones de la RAdeP (ver Tabla 1 y Figura 1) trabajan dentro de un proyecto internacional con el objetivo de crear un centro regional del IGS (Internacional GNSS Service) en Sudamérica.

Tabla 1. Estaciones que componen la RAdeP (Red Argentina de Estaciones Permanentes) GPS.

COD	LUGAR	LAT (S)	LON (O)	ENTIDAD
AUTF	Ushuaia	54.8	68.3	Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC)/Instituto Geográfico Militar (IGM)/Univ. Memphis y Hawai (UMH)
CFAG	San Juan	31.6	68.2	Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES)/IGM/ UMH
CORR	Corrientes	27.46	58.95	Catastro de Corrientes (CC)
IGM1	IGM Cabildo	34.5	58.4	IGM/ UMH
LHCL	Lihue Calel	38.0	65.5	Administración Parques Nacionales (APN)/IGM/ UMH
LPGS	La Plata	34.9	57.9	Fac. Cs. Astronómicas y Geofísicas La Plata (FCAGLP)/ GeoForschungsZentrum, Potsdam (GFZ)
MECO	Mercedes	29.18	58.98	CC
MPLA	Mar del Plata	38.0	57.5	FCAGLP/ Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI)/Serv. Hidrografía Naval (SHN)
MZAC	Mendoza	32.89	68.87	Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Mendoza (CRICYT)
MZAS	San Rafael	34.61	68.46	Dirección Provincial de Catastro de Mendoza/CRICYT
PDES	Puerto Deseado	47.75	65.91	FCAGLP/DGFI/SHN
RIOG	Río Grande	53.8	67.8	FCAGLP/GFZ
RWSN	Rawson	43.3	65.1	Dirección Provincial de Catastro e Información Territorial, Neuquén (DPCeIT)/FCAGLP/DGFI
TUC1	Tucumán	26.83	65.19	Dirección Gral. de Catastro de la Pcia. de Tucumán
TUCU	Tucumán	26.8	65.2	Univ. Nac. de Tucumán/ IGM/ UMH
UCOR	Córdoba	31.4	64.2	Univ. Nac. de Córdoba
UNRO	Rosario	32.95	60.62	Univ. Nac. de Rosario
UNSA	Salta	24.7	65.4	Univ. Nac. de Salta/ UMH
VBCA	Bahía Blanca	38.7	62.3	Univ. Nac. del Sur/FCAGLP/DGFI

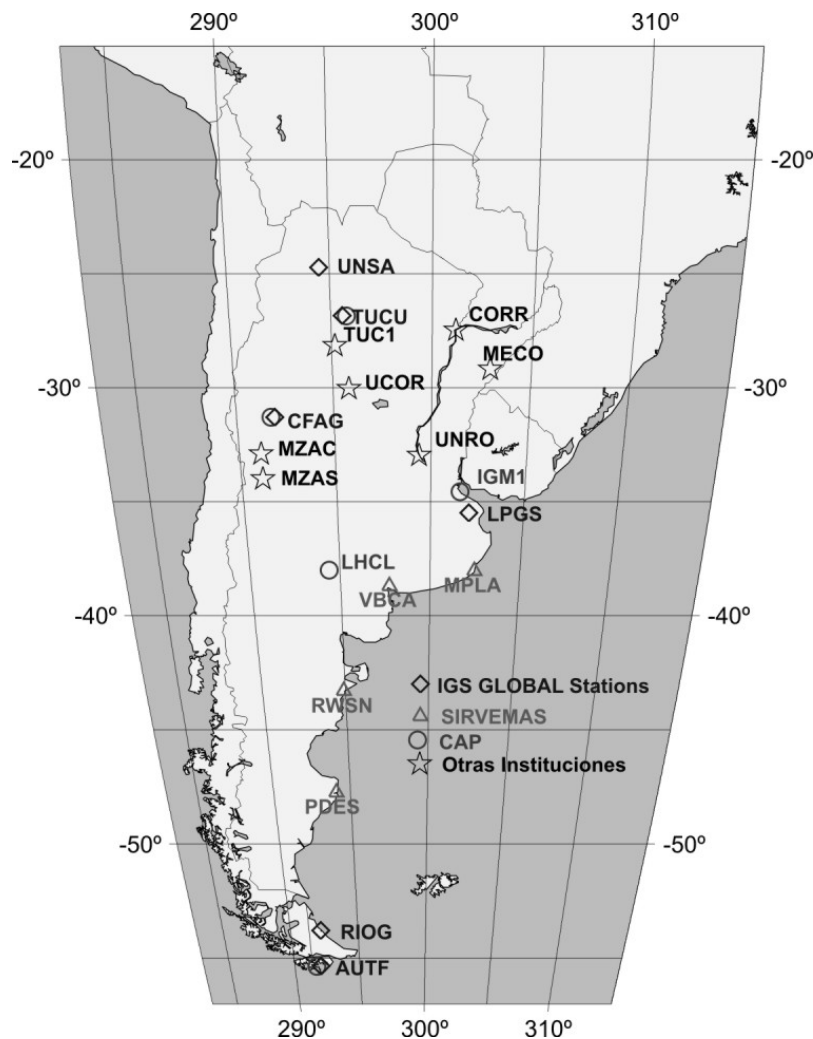


Figura 1. Mapa de la ubicación para las distintas estaciones que componen la RAdeP (Red Argentina de Estaciones Permanentes) GPS. Los distintos símbolos refieren a las diferentes campañas a las cuales dichas estaciones están afectadas.

Los datos son recibidos y almacenados por las estaciones de la RAdeP y se utilizan como entrada a un software científico de procesamiento preciso. Los detalles de dicho procesamiento se desarrollarán extensamente en las secciones siguientes.

Los principales productos de este proceso son las coordenadas y velocidades de las estaciones. Dicho cálculo está a cargo del Centro de Procesamiento La Plata (CPLAT). Este último es parte del grupo Geodesia Espacial y Aeronomía (GESA) y pertenece a la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata. CPLAT es un centro que se especializa en elaborar productos derivados de las Estaciones Permanentes (EP) ubicadas en América del Sur. Fue creado en 2004 y cuenta entre sus objetivos: la materialización y mantenimiento de un marco de referencia para la República Argentina y la generación de mapas de contenido total electrónico vertical (VTEC) para América del Sur, así como del cálculo del contenido de vapor de agua integrado en la dirección vertical. Aunque esta última actividad se desarrolló solo para algunas estaciones de la red y no se realizan de manera rutinaria. Asimismo, CPLAT se encarga de realizar notas informativas periódicas sobre el estado de las EP y los productos derivados de ellas, así como de participar en la organización y el dictado de talleres nacionales y regionales de las estaciones GPS permanentes.

El propósito de este trabajo consiste en mostrar los resultados de la determinación del PWV (del inglés, Precipitable Water Vapor, vapor de agua precipitable) integrado sobre el cenit del observador

usando observaciones GPS. Este valor también se lo conoce como IPWV (Integrated Precipitable Water Vapor).

Según su definición, el IPWV en la dirección cenital del observador es la altura de agua equivalente resultante de la condensación del vapor de agua presente en la columna troposférica.

A principio de los '90 comienza a usarse el sistema GPS para medir el vapor de agua precipitable que es proporcional al retardo de vapor de agua integrado (Bevis et al., 1992). La atmósfera terrestre causa un retardo en el tiempo de viaje de la señal de radio GPS desde el satélite al receptor. Este retraso se modela como la suma de dos contribuciones (seca y húmeda), cada una de ellas calculada como el producto de un retardo en la dirección cenital multiplicado por una función de mapeo dependiente del ángulo de elevación de la señal recibida.

La aplicación que describimos a continuación es inédita en Argentina. Sin embargo esta muy bien probado que la determinación de PWV derivada a partir de la determinación de retrasos cenitales troposféricos usando GPS producen una determinación coherente de las variaciones del vapor de agua precipitable (Elgered et al., 1997).

El observable GPS (pseudorange) no es otra cosa más que una señal en ondas de radio que viaja desde un satélite activo emitiendo a 20000 Km. de altura hasta a un receptor en tierra.

En su camino la señal atraviesa la ionosfera, pero por ser este un medio dispersivo puede aplicarse una combinación lineal de las dos frecuencias de la onda portadora y de tal suerte se elimina el efecto ionosférico. No sucede lo mismo con la troposfera. Este es un medio no dispersivo que altera a la señal, provocando retrasos en el tiempo de viaje respecto del tiempo que tardaría en recorrer esa misma distancia en el vacío.

La troposfera constituye así una fuente de error para el observable GPS que normalmente se utiliza en el relevamiento geodésico. Usualmente con el objetivo de minimizar el efecto troposférico, se utilizan modelos (Hopfield, 1969; Saastamoinen, 1973). Estos modelos dividen la influencia de la troposfera en una contribución seca y una componente húmeda. Esta última se modela en función de la humedad relativa, y por lo tanto del PWV.

De este modo, el retraso cenital troposférico total a la señal GPS hará las veces de dato para el presente trabajo.

El PWV es uno de los principales gases que pueden participar en el calentamiento global. Este gas es tanto un síntoma como una causa del efecto invernadero. El agua continuamente se evapora y condensa transportando calor alrededor de la Tierra y entre la superficie y la atmósfera. De aquí que el vapor de agua es un constituyente atmosférico altamente variable tanto temporal como espacialmente. Además, entender el comportamiento del vapor de agua es de vital importancia para la formulación de modelos climáticos realistas. Por lo anterior es necesario enfatizar en la importancia de la asimilación de todos los datos PWV confiables y disponibles para una dada región, tales como los provenientes de las estaciones GPS de la RAdeEP.

Describiremos sencillamente la obtención del dato PWV GPS a partir del reproceso de una red geodésica de alta precisión. A continuación se reseñarán ventajas y diferencias del valor obtenido con GPS y su equivalente determinado a partir de radiosondas o radiómetros de vapor de agua. Luego presentaremos como ejemplo una aplicación del método a la determinación el PWV sobre las estaciones de La Plata y Río Grande.

Para finalizar, analizaremos el estado del arte de la técnica en Argentina, su evolución inmediata y sus posibilidades futuras. Asimismo, se proponen algunos campos de aplicación interdisciplinarios que involucran a la Astronomía, la Climatología y la Meteorología.

MODELO MATEMATICO DE LAS OBSERVACIONES GPS

La ecuación de observación básica GPS plantea la distancia que separa el satélite emisor de radio ondas con el receptor en Tierra.

$$\Phi_i = \rho + c (\Delta t^S - \Delta t_R) + N\lambda_i + \text{IONO}_i + \text{TD} + \varepsilon \quad (1)$$

donde el superíndice S refiere al satélite, el subíndice i refiere a la estación. El vector ρ alude a la distancia geométrica entre el satélite y la estación, expresado en términos de las coordenadas de ambos. Se añade una corrección por refracción debido al cruce de la señal por la ionosfera (IONO) y

otra corrección por refracción debido al cruce de la señal por la troposfera (Tropospheric Delay, TD). Finalmente, deben considerarse dos correcciones debidas a la diferencia de marcha entre el reloj del receptor (Δt_R) y el reloj del satélite (Δt^S), además de la corrección por ambigüedades (N). (Hofmann-Wellenhof et al., 1992; Kleusberg et al., 1996).

Como ya se indicó precedentemente, el efecto de la ionosfera se elimina con el uso de dobles frecuencias. Sin embargo, dado que la troposfera constituye un medio no dispersivo con respecto a las ondas de radio, la corrección troposférica es independiente de las frecuencias, y no puede removerse a través de algoritmos numéricos que involucren frecuencias como en el caso de la ionosfera.

La ecuación 1 representa el dato crudo GPS. Para un dado lugar (mismo i) se acumulan tantas ecuaciones 1 como satélites sobre el horizonte de ese lugar sean visibles en ese momento. Típicamente los datos se registran cada 30 segundos y se acumulan en archivos diarios. Este gran volumen de datos debe someterse a un riguroso y cuidado proceso de análisis antes de brindarnos un valor aceptable del retraso troposférico total a partir del cual deduciremos la cantidad de vapor de agua precipitable integrado sobre el cenit del observador.

PROCESAMIENTO GEODÉSICO PRECISO DE LAS OBSERVACIONES GPS: OBTENCIÓN DE LAS COORDENADAS

La metodología utilizada para obtener el retardo troposférico total exige procesar dos veces el paquete de datos GPS siguiendo el procedimiento que se detallará en las próximas dos sesiones.

Durante el primer procesamiento (o proceso primario) descrito a continuación, se obtendrán las coordenadas de las estaciones. Posteriormente, en el reproceso, se estimarán los retrasos troposféricos para cada una de las estaciones involucradas en la red. En este segundo paso, las coordenadas de las estaciones ya no serán una incógnita del problema sino un dato.

El cálculo de las observaciones fue realizado con el paquete de procesamiento científico Bernese GPS V5.0 (BSW) (Dach et al., 2007). Este conjunto de programas viene siendo desarrollado desde mediados de los años 80 en el Instituto Astronómico de la Universidad de Berna, por M. Rothacher, G. Beutler, W. Gurtner, E. Brockmann y L. Mervart, y constituye aún en la actualidad un producto en continuo desarrollo. En esta sección se describirán las características principales del procesamiento de las observaciones GPS, para mayores detalles sobre la metodología aplicada en el cálculo se puede consultar: (Moirano, 2000; Natali, 2000).

El software utilizado emplea dobles diferencias de fase. Esto permite, por un lado, eliminar el efecto de los errores en los relojes de los receptores y, por otro, hacer despreciables las consecuencias de los errores de los relojes de los satélites.

Se utilizaron efemérides precisas combinadas del IGS. Para conocer la posición del satélite en todos los instantes de observación, se obtuvo un arco de órbita diario para cada satélite, caracterizado por los 6 parámetros keplerianos y nueve parámetros utilizados para modelar el efecto de presión de radiación solar. Las efemérides precisas también proveen las correcciones a los relojes de los satélites. Estas correcciones fueron ajustadas para cada satélite mediante un polinomio de segundo grado cada doce horas. Los efectos periódicos debidos a desplazamientos en los sitios causados por la carga oceánica se modelaron usando los coeficientes provistos por el modelo FES95.2 (<http://www.oso.chalmers.se/%7Eloading/tidemodels.html>). Se modelaron las dobles diferencias de fase de la combinación libre de ionosfera.

En la etapa de obtención de las coordenadas precisas, se calculó el retardo troposférico utilizando el modelo de Saastamoinen (Saastamoinen, 1973) y se usó la función de mapeo de Niell (Niell, 1996). Este modelo a priori fue evaluado en superficie y extrapolado a partir de la atmósfera estándar. A la estimación del retardo cenital calculado a priori se le sumó una corrección para cada estación. Estas correcciones se estimaron cada dos horas (Kaniuth et al., 1998) a partir de las mismas observaciones GPS. En el pre-procesamiento, la tarea más delicada y laboriosa fue la detección y reparación de ciclos perdidos, ya que a pesar de que el software posee un módulo especializado para realizar esta tarea en forma automática, la obtención de resultados de la máxima calidad requiere un control manual de los valores vector por vector, lo que en muchos casos resulta en la revisión y modificación de lo realizado en el pre-procesamiento (Natali 2006; Natali et al., 2002). Para estimar las ambigüedades se utilizó la estrategia QIF (Quasi Inosphere Free) siguiendo las recomendaciones de (Dach et al., 2007; Natali, 2000). Luego del pre-procesamiento de fase, se realizaron ajustes diarios casi libres, esto es,

aplicando pesos bajos a los puntos de control. En esta etapa se eliminaron las ambigüedades antes de la inversión de la matriz normal. En un segundo paso se realizó un ajuste casi libre de toda la red de modo que el marco de referencia quedó definido por las efemérides. Esta solución combinada fue utilizada para controlar la consistencia de los resultados obtenidos analizando los residuos de transformaciones de similaridad entre la solución combinada y las sesiones diarias. Tanto las soluciones individuales de las sesiones como su comparación con la combinación libre constituyen el control último del pre-procesamiento de fase. En consecuencia, en varios casos se debió revisar el pre-procesamiento a fin de corregir problemas detectados en las comparaciones. Las cantidades de interés en este análisis de repetitividad son los residuos de la transformación estimada para cada estación y en cada dirección: Norte, Este y Altura. Esto se realizó para estimar la exactitud que se tiene en la determinación de las componentes de la posición. En el caso de las coordenadas horizontales, la repetitividad diaria presenta una desviación estándar que es mejor que 3 mm., mientras que la componente vertical, es mejor que 5.5 mm, como se puede apreciar en la figura 2.

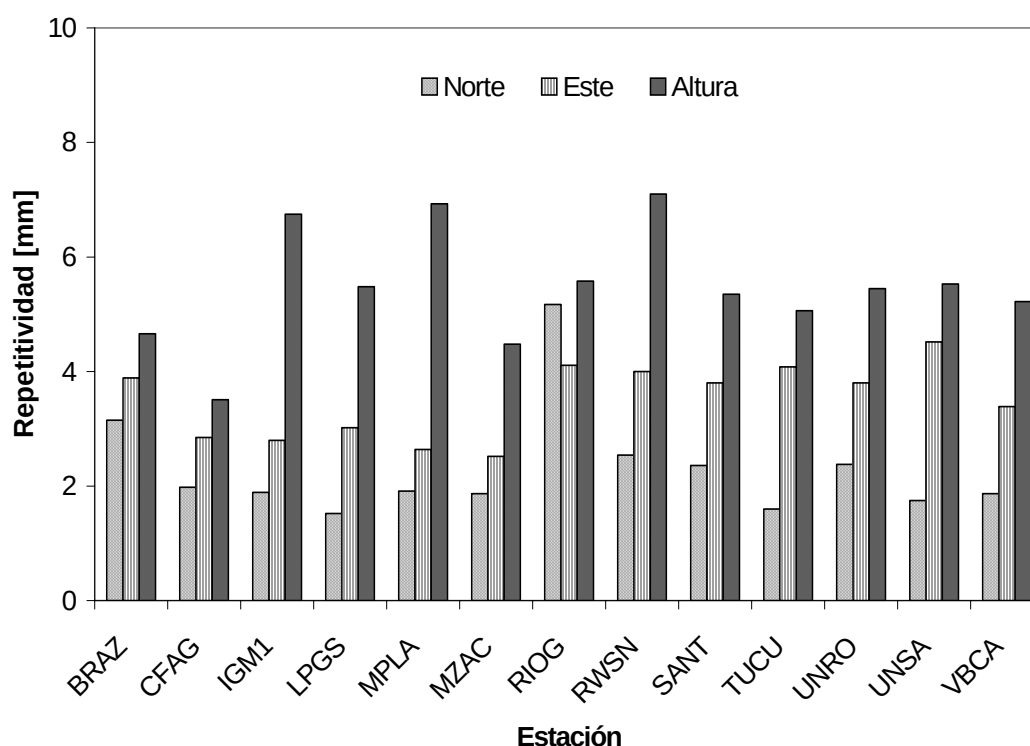


Figura 2. Repetitividad en las tres componentes para el periodo 25 de julio de 2004 al 18 de septiembre de 2004.

Marco de Referencia

Esta etapa es delicada. Se debe asegurar la consistencia de las coordenadas de los puntos de control elegidos y su compatibilidad con las órbitas utilizadas en el cálculo de las observaciones. Para ello se introducen en la red una serie de puntos de control. En el experimento en estudio los puntos de control fueron LPGS, RIOG y SANT. Dichos puntos corresponden a las estaciones GPS permanentes ubicadas en La Plata, provincia de Buenos Aires, Río Grande en Tierra del Fuego y Santiago de Chile. El marco de referencia se introduce aplicando pesos a las coordenadas de los puntos de control. El factor de peso fue determinado a partir de varias pruebas que se pueden describir en dos pasos: El primer paso consiste en analizar las deformaciones causadas al aplicar distintos pesos en los ajustes finales. Esto se realiza analizando los residuos de una transformación de similaridad entre las soluciones con distintos pesos y la solución libre. El segundo paso es controlar el cambio que sufren las coordenadas de los puntos de control con respecto a sus valores a priori, en el resultado de cada ajuste.

El peso óptimo se elige de manera que los residuos de la transformación de similitud entre las soluciones pesadas y las diferencias entre las coordenadas a priori y las ajustadas de los puntos de control no fueran mayores que la desviación estándar de las coordenadas individuales obtenidas del análisis de repetitividad descrito más arriba.

Por último se controla que el cambio que experimentan las coordenadas de los puntos de control luego del ajuste no superen los errores publicados por la solución del ITRF 2000.

De esta manera se obtienen las coordenadas precisas de las estaciones con una exactitud menor que el centímetro para las tres componentes (Norte, Este y Altura). El siguiente paso es introducir este resultado en un nuevo procesamiento para obtener valores directamente vinculados al vapor de agua precipitable.

REPROCESAMIENTO GEODÉSICO PRECISO DE LAS OBSERVACIONES GPS: OBTENCIÓN DEL PWV

A continuación describiremos las características del reproceso de las observaciones GPS hasta la obtención de los valores de vapor de agua precipitable (PWV). Si bien en el proceso primario (el de los datos crudos GPS) se obtuvieron correcciones a los parámetros troposféricos cada 2 horas, puesto que esta resolución en tiempo es suficiente para la estimación de coordenadas, ahora los retrasos troposféricos totales pueden estimarse cada 30 o 15 minutos.

La etapa de reproceso también se realiza con el software BSW. Esquemáticamente, esta etapa puede resumirse a través del diagrama de flujo mostrado en la figura 3.

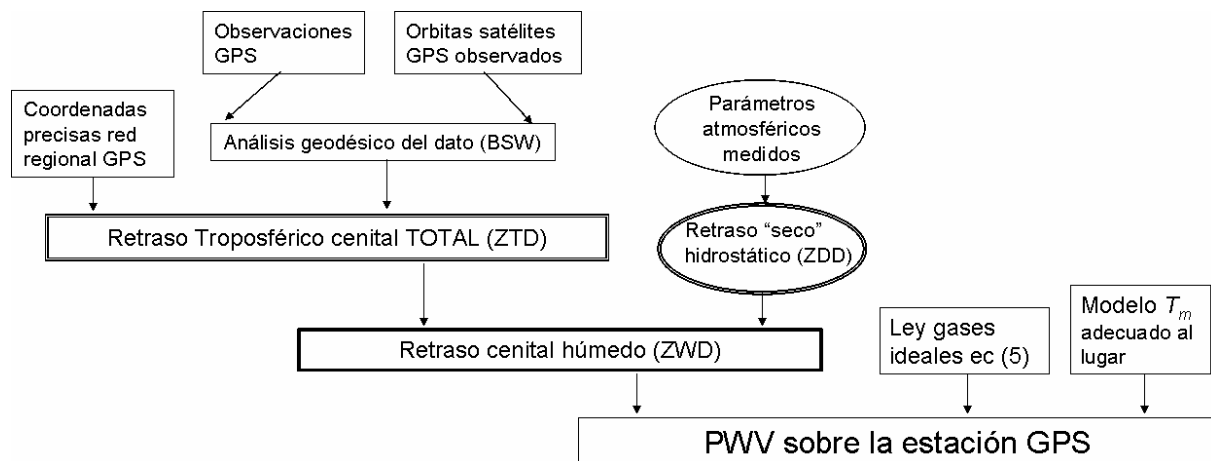


Figura 3. Esquema del reproceso a los observables GPS realizado con el BSW. Esta etapa es posterior al procesamiento geodésico preciso (primario) y arroja como resultados los valores de IPWV para la estación.

En el reproceso, tanto las coordenadas de las estaciones (resultados del procesamiento primario) así como las orbitas de los satélites, se asumen conocidas. A la salida, BSW nos provee de una corrección troposférica cenital total (Zenit Total Delay, ZTD) para todas y cada una de las estaciones que forman la red geodésica analizada.

Las características del reprocesamiento aplicado sigue las normas sugeridas por (Duan et al., 1996) para deducir la cantidad de vapor de agua precipitable integrado a partir de observaciones GPS procesadas con el software Bernese (BSW).

Tradicionalmente la influencia de la troposfera (Zenit Total Delay, ZTD) sobre la determinación de la posición usando GPS alcanza hasta los 2.5 metros y puede dividirse en la contribución de una troposfera hidrostática o seca (Zenit Dry Delay, ZDD), asimilable a un modelo hidrostático que explica el 90% del efecto con muy buena exactitud, y una componente húmeda (Zenit Wet Delay, ZWD) relacionada al PWV, fuertemente variable e impredecible, que explica el 10% del efecto total.

$$ZTD = ZDD + ZWD \quad (2)$$

Caracterizando y cuantificando las contribuciones de las componentes a la corrección troposférica total (ZTD), podemos afirmar lo siguiente:

Componente seca (ZDD): Alude al retardo en la radio señal GPS debido al cruce de la misma a través de las moléculas de gas que constituyen la troposfera. Asume que este gas se encuentra en equilibrio hidrostático. La denominación de componente seca obedece a que la mayor contribución al retraso hidrostático proviene del aire seco. Sin embargo, esta componente también incluye una contribución del vapor de agua (Bevis et al., 1992). Su valor es del orden de 2 metros. Según (Elgered et al., 1991; Bevis et al., 1992) este efecto admite expresarse matemáticamente como:

$$ZDD = (2.2779 \pm 0.0024) P_s [1 - 0.00266 \cos(2\phi) - 0.00028h]^{-1} \quad (3)$$

donde el retraso troposférico seco resultará en metros, si la presión atmosférica superficial (P_s) se expresa en milibares, con ϕ y h son la latitud y la altura sobre el elipsoide de referencia en kilómetros.

Componente húmeda (ZWD) Representa el retardo en la señal GPS debido a que esta se ve afectada por el momento dipolar de las moléculas de agua contenidas en la troposfera en su camino al receptor. Esta componente es errática y casi impredecible, los modelos existentes son muy imprecisos. Su valor está comprendido entre 0 y 0.5 metros.

De lo anterior, es claro que utilizando los datos meteorológicos reales de la estación, puede calcularse la componente seca usando la ecuación 3. Luego, sustrayendo la componente seca modelada del retraso troposférico total, obtendremos la componente húmeda, o dicho de otro modo, el retraso troposférico cenital húmedo.

Puesto que la corrección troposférica total se calcula cada 30 minutos, obtendremos una corrección troposférica húmeda con el mismo intervalo temporal.

Expresaremos la cantidad de vapor de agua verticalmente integrado sobre el receptor en términos de agua precipitable, esto es, como la longitud de una columna de agua líquida equivalente. Entonces el PWV puede relacionarse al ZWD en el receptor a través de la expresión:

$$PWV = \Pi ZWD \quad (4)$$

donde el ZWD tiene unidades de longitud y Π es una constante de proporcionalidad adimensional (Bevis et al., 1994). En particular la constante Π puede escribirse como (Bevis et al., 1992)

$$\Pi = \frac{10^6}{\rho R_v [(k_3/T_m) + k_2']} \quad (5)$$

donde ρ es la densidad del agua líquida, R_v es la constante específica del gas para el vapor de agua en milibares ($R_v = 461.5181 \text{ kg K}^{-1}$; Monico y Sapucci, 2003); $k_2' = k_2 - m k_1$ con k_1 , k_2 y k_3 las bien conocidas constantes utilizadas en el cálculo de la refractividad atmosférica (Bevis et al., 1992); $m = M_w/M_d$ es el cociente entre las masas molares del vapor de agua (M_w) y el aire seco (M_d). En esta experiencia utilizaremos el valor $k_2' = 22.1 \text{ K / mb}$ calculado por (Monico y Sapucci, 2003). Finalmente, T_m alude al valor de la temperatura media pesada de la atmósfera en grados Kelvin. Esta última cantidad se define como: (Bevis et al., 1992; Bevis et al., 1994; Duan et al., 1996)

$$T_m = \frac{\int (P_v/T) dz}{\int (P_v/T^2) dz} \quad (6)$$

donde P_v es la presión parcial de vapor de agua, T es la temperatura y las integrales de línea se calculan a lo largo de una trayectoria vertical que atraviesa la atmósfera. Así, T_m varía con el tiempo y

puede estimarse usando medidas de la temperatura superficial (Bevis et al., 1992) o a través del uso de modelos numéricos de clima (Bevis et al., 1994).

En particular, (Bevis et al., 1992) han verificado empíricamente que T_m puede aproximarse a la temperatura superficial (T_s) introduciendo un error inferior al 4% en la estimación del contenido de vapor de agua precipitable a partir de mediciones GPS y deducidos por la formula (4). Sin embargo, la estimación de los valores de T_m usando datos de T_s se deduce a partir de un modelo que debe “ajustarse” según la época del año y área geográfica de interés.

En general estos modelos se han desarrollado para el hemisferio norte (Sapucci et al., 2004). La deducción de un valor de T_m adecuado a la región de estudio es muy importante a la hora de evaluar la calidad de las estimaciones PWR usando GPS. Es por esto que para la presente aplicación en territorio Sudamericano usaremos un valor determinado empíricamente por (Sapucci et al., 2004) usando cerca de 90000 radiosondeos a partir de 12 estaciones en distintas regiones de Brasil. En particular usaremos la expresión (Sapucci et al., 2004)

$$T_m = 0.613901T_s + 0.020243 HR + 102.815 \quad (7)$$

donde T_s es la temperatura superficial en grados Kelvin y HR refiere a la humedad relativa. Esta expresión fue originalmente estimada para la región sur de Brasil y resulta por lo tanto, una estimación aceptable para la zona de La Plata (Sapucci, 2008; comunicación personal), sin embargo no es la más adecuada para la región de Río Grande, donde el clima es completamente diferente.

La estación de Río Grande, cerca de Ushuaia, esta afectada por un clima frío continental. Por lo tanto, adoptamos el modelo mixto que también involucra a la temperatura superficial estimado por (Schueler et al., 2001). Los autores proponen distintos modelos para el calculo de la temperatura troposférica media teniendo en cuenta la variación de esta con las latitudes, las variaciones estacionales e incorporando coeficientes de conversión locales.

Según (Schueler et al., 2001) la expresión para T_m que mejor se adapta a regiones críticas ubicadas grandes latitudes (como Canadá y Siberia) es:

$$T_m = \bar{T}_m + \tilde{T}_m \cos\left(2\pi \frac{Doy - Doy_w}{365.25[\text{días}]}\right) + q_T T_s \quad (8)$$

donde $\bar{T}_m$ es la temperatura media atmosférica promedio, $\tilde{T}_m$ refiere a la amplitud de la temperatura media, Doy es el día del año para el cual se quiere estimar el valor de T_m , Doy_w es el día 211 del año para el hemisferio sur, q_T es el parámetro amplificador de temperatura y T_s la temperatura superficial. La desviación estándar del valor $\bar{T}_m$ obtenido a partir de esta formula se estima por debajo de los 4° C. Este modelo provee coeficientes dependientes de la estación para 334 estaciones la mayoría de las cuales pertenece al International GNSS Service (IGS).

Los respectivos valores para Río Grande (Riog) son: $\bar{T}_m = -9.7^\circ \text{ C}$; $\tilde{T}_m = 0.1^\circ \text{ C}$; $q_T = 0.709$. No debe realizarse corrección adicional por altura dado que esta estación se encuentra en una región aproximadamente plana, condiciones estándar utilizadas en la deducción de las formulas involucradas. Sin embargo, es importante destacar que la exactitud prevista para el valor T_m obtenido a partir de la Ecuación (8) podría degradarse si la temperatura superficial cae por encima o por debajo de ciertos valores limites previstos para cada estación por el modelo.

En el caso de Riog, la T_s no debería ser mayor a 20.4° C ni menor a -2.8° C . Dado que el periodo de estudio abarca parte del invierno en el hemisferio sur, las temperaturas mínimas caen ocasionalmente por debajo del limite impuesto. Sin embargo, estas excepciones constituyen solo el 2.67% del total de

medidas realizadas. Por lo anterior, consideramos aceptable el valor provisto por la ecuación (8) para T_m en la estación Riog.

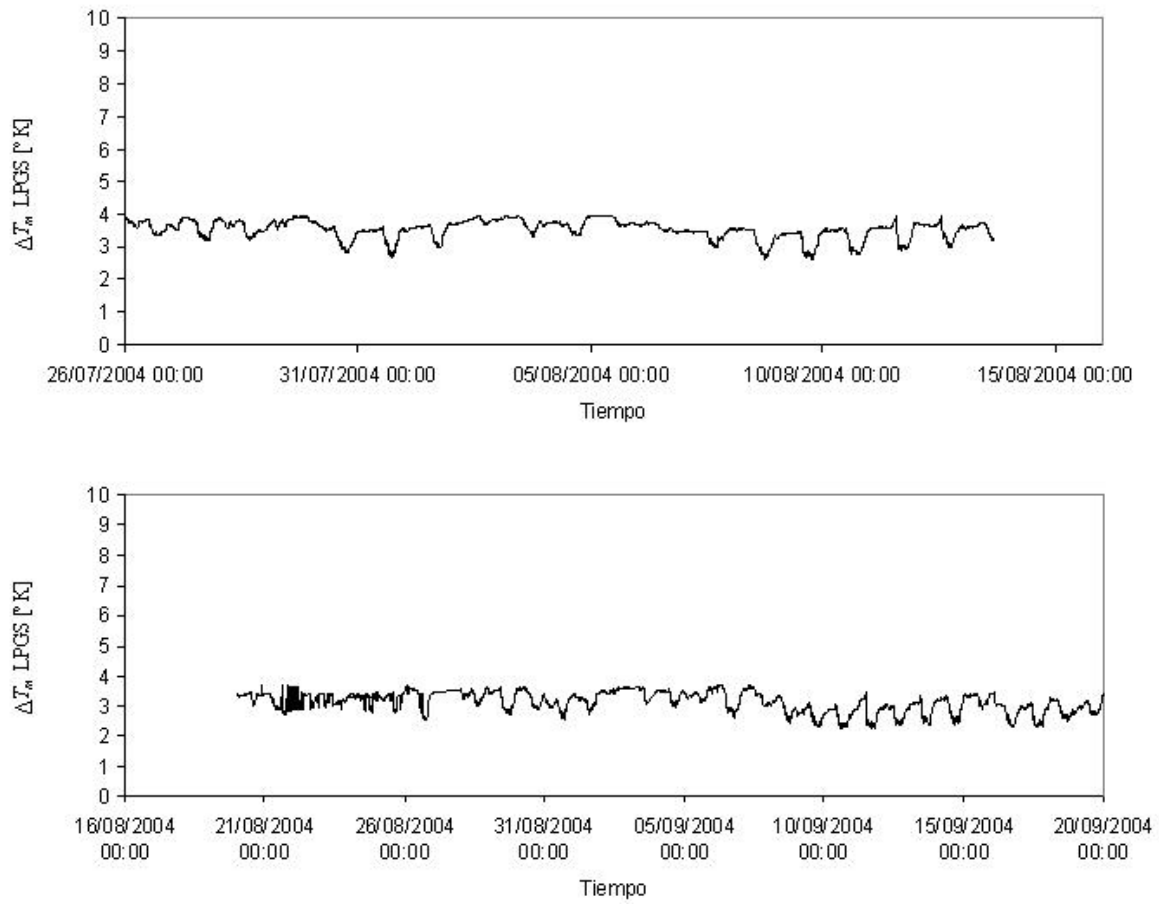


Figura 4. Diferencia de los valores de temperatura media de la atmósfera para la estación La Plata ($\Delta T_m \text{ LPGS}$) estimados según el modelo de (Sapucci et al., 2004) para la región sur de Brasil y según el modelo mixto de (Schueler et al., 2001). El cálculo se desarrolla durante el periodo 25 de julio de 2004 al 18 de septiembre de 2004.

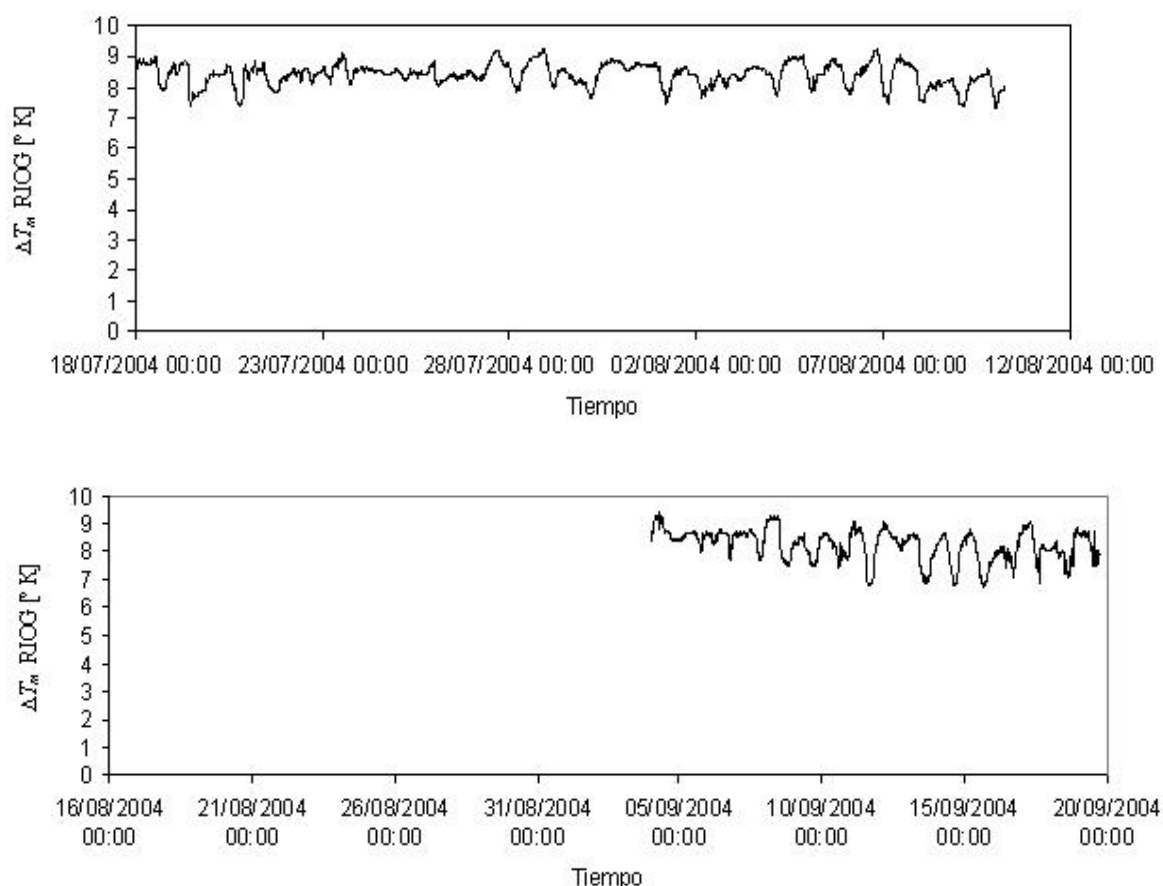


Figura 5. Diferencia de los valores de temperatura media de la atmósfera para la estación Río Grande (ΔT_{m_RIOG}) estimados según el modelo de (Sapucci et al., 2004) para la región sur de Brasil y según el modelo mixto de (Schueler et al., 2001). El cálculo se desarrolla durante el periodo 25 de julio de 2004 al 18 de septiembre de 2004.

Las figuras 4 y 5 nos muestran las diferencias en temperatura media pesada de la atmósfera (ΔT_m) estimadas según el modelo brasileño (ecuación 7) con respecto al modelo mixto de Schueler (ecuación 8), para las estaciones de La Plata y Río Grande, respectivamente. El valor medio de estas diferencias es de 3.27° para La Plata y 8.33° para Río Grande, mostrando que el modelo brasileño (Sapucci et al., 2004) estima valores mas grandes de T_m en ambos casos. Sin embargo, las diferencias son significativas en Río Grande y justifican la elección del modelo de (Schueler et al., 2001), mejor adaptado para regiones frías a bajas latitudes.

Una vez determinados los valores de la temperatura atmosférica media para cada estación (T_m) durante el intervalo de interés, es posible calcular un valor Π usando la ecuación (5). Luego podremos determinar el contenido de vapor de agua precipitable integrado sobre la estación (PWV) a partir de la expresión (4).

DETERMINACION DEL VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE: RADIÓMETROS Y RADIOSONDAS Ó GPS

Dado que la metodología para la determinación de la cantidad de vapor de agua precipitable propuesta en este trabajo no es la usualmente adoptada por los climatólogos y/o meteorólogos, creemos necesario discutir las diferencias y ventajas del método propuesto.

Como ya se mencionó previamente, el vapor de agua no está bien mezclado en la troposfera y su distribución no es homogénea ni en el espacio ni en el tiempo.

Las mediciones clásicas de contenido de vapor de agua precipitable se realizan mediante Radiómetros de Vapor de Agua (WVR) o Radiosondas (RS). Los WVRs fueron desarrollados para medir la cantidad de vapor de agua a lo largo de la trayectoria de la señal. Un WVR mide en forma continua la radiación atmosférica de cuerpo negro, la cual está afectada por la presencia de las moléculas de agua (Kleusberg y Teunissen, 1996). Los radiómetros de vapor de agua miden la emisión de temperatura de brillo del cielo en dos frecuencias características 22 GHz. y 31.4 GHz. que dependen de la radiación cósmica de fondo, las cantidades de vapor de agua, el agua líquida y el oxígeno presentes en la atmósfera (Gradinarsky et al., 1999). Además, estos dispositivos también se construyen en 183 GHz. tal y como se desarrolló en el observatorio de Mauna Kea (Wiedner, 1998). En general, todos los WVR son afectados por lluvias y/o densa nubosidad, produciendo estimaciones inciertas o incluso erróneas (Gradinarsky et al., 1999).

Las radiosondas refieren a un conjunto de sensores y transmisores de radio llevados a través de la atmósfera, hasta una altura de 30 Km., por medio de un globo. Estos nos permiten medir in-situ, la temperatura del aire, humedad y presión atmosférica en función de la altura. Las observaciones se transmiten inmediatamente a una estación en tierra. Sin embargo, las radiosondas tienen algunas desventajas en la resolución y la variabilidad de las cantidades de vapor de agua atmosférico. Generalmente, las estaciones de radiosondeo suelen estar separadas por varias decenas o inclusive cientos de kilómetros entre sí. Además, el envío de radiosondas se considera prescindible y por lo tanto se restringe a dos por día, típicamente a las 0:00 UT y a las 12:00 UT, en la mayoría de las estaciones (Bi et al., 2006).

Finalmente, entre los métodos clásicos también encontramos las determinaciones de los radiómetros a bordo de satélites. Estos trabajan en la frecuencia de infrarrojo y microondas, midiendo el vapor de agua atmosférico sobre su nadir (ejemplo: GOES). Los primeros sistemas satelitales proveían valiosas medidas de vapor de agua sobre los océanos, pero los datos sobre el resto de la superficie terrestre eran escasos (Ware et al., 2001). Esta dificultad se supera posteriormente con el Microwave Humidity Sounder (MHS) uno de los instrumentos europeos a bordo del MetOp-A. Esta última misión refiere al primer satélite meteorológico europeo en órbita polar, operativo desde mayo de 2007. El MHS es un radiómetro de microondas de cinco canales diseñado para explorar la humedad de la atmósfera (hielo, nubes, lluvia y nieve) en bandas de frecuencia específicas, a través de atenuación en la radiación en microondas emitida desde la superficie terrestre (<http://wdc.dlr.de/sensors/mhs/>).

Existen limitaciones comunes a todos los sistemas de determinación de vapor de agua en la atmósfera mencionados hasta aquí: elevados costos, escasa resolución espacial y temporal en áreas densamente nubladas o con precipitaciones, allí se vuelven menos exactos y hasta inoperables (Coster et al., 1996; Ware et al., 2000, 2001; Rocken et al., 2003).

Por otra parte y como ya se indicó precedentemente, a comienzos de la década de los '90 GPS comienza a utilizarse para la determinación del vapor de agua precipitable (Bevis, et al., 1992). Sin embargo, ninguna de las técnicas citadas hasta aquí puede trabajar con una exactitud mejor de 1mm. de vapor de agua precipitable.

En un análisis comparativo, debe indicarse que el equipamiento GPS es de bajo costo. Efectivamente, si comparamos el precio de un receptor GPS apto para la realización de relevamientos geodésicos de alta precisión con el costo de un WVR estándar, encontraremos que el primero solo cuesta una décima parte del precio del segundo. Además, los resultados obtenidos con GPS resultan de precisión y exactitud comparables a las determinaciones de los WVRs (Coster et al., 1996).

El sistema GPS de acuerdo a su concepción, opera las 24 horas del día en cualquier lugar del planeta y bajo cualquier condición climática. Otro punto importante es su capacidad para realizar mediciones en cualquier ángulo de elevación.

Con esta facilidad, podríamos integrar gradientes horizontales de vapor de agua. Estos últimos usados junto a modelos meteorológicos locales nos permitirían realizar pronósticos de corto alcance. Sin embargo este trabajo interdisciplinario no se abordará aquí.

Hoy día, el uso de las observaciones GPS para la estimación del PWV es una técnica probada, testeada, y extensamente aplicada. Investigaciones previas (Bevis et al. 1992) muestran comparaciones del PWV GPS con idénticos valores medidos con radiómetros de vapor de agua (WVRs) y radiosondas. Ellos demostraron que el PWV GPS se puede medir con una exactitud de 1.5 milímetros (Rocken et al, 2003). A esto deben sumarse como ventajas su alta resolución temporal que

se extiende desde algunos minutos a varias horas, su adaptabilidad a cualquier condición climática y los costos relativamente bajos.

Las estimaciones de PWV GPS deben ser comparadas con medidas similares hechas con radiómetros de vapor de agua en microondas (MWRs) para su calibración. Generalmente, el PWV GPS resulta aproximadamente 4% mas seco con respecto al valor MWR. Esta característica es común y aunque se han propuesto varias teorías para explicarlo, ninguna ha tenido éxito aún (Rocken et al., 2003).

EJEMPLO DEL CÁLCULO DEL VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE INTEGRADO DETERMINADO A PARTIR DE OBSERVACIONES GPS

Con el objeto de calcular la cantidad de vapor de agua precipitable (PWV) a partir del retardo troposférico zenital GPS, se calculó una red geodésica. La experiencia se realizó durante los días 25 de Julio al 18 de septiembre de 2004. La red GPS seleccionada a tales fines fue la RAdEP. Esta última fue concebida con fines geodésicos, es mantenida y calculada periódicamente desde julio de 2004 por GESA en cooperación con diversas instituciones nacionales e internacionales.

En 2004 la RAdEP consistía de 15 equipos con receptores doble frecuencia y código P. Los equipos cuentan con antenas geodésicas, formando 14 líneas de base con longitudes entre 50 y 2000 Km. La inclusión de líneas de base largas nos sirve para de-correlacionar las soluciones obtenidas numéricamente.

Asimismo se contó con la cobertura completa de datos meteorológicos (temperatura, presión y humedad relativa) para las ciudades de La Plata y Río Grande, tabuladas cada 5 minutos durante el periodo de interés. Dado que las estaciones escogidas pertenecen a la red global IGS, los datos meteorológicos fueron obtenidos a través de un ftp anónimo desde la dirección: http://www.gfz-potsdam.de/pb1/igs_trop_wg/index_IGS_TROP_WG.html. Efectivamente, desde 1997 el IGS genera semanalmente subproductos troposféricos combinados. Estos subproductos no son otra cosa más que el promedio pesado del retraso cenital total basado en condiciones de atmósfera neutra (esto es: 1013 mb. de presión atmosférica, 15°C de temperatura y 50% de humedad relativa), sobre cada una de las estaciones que remiten datos. Entre los datos y subproductos disponibles, hallamos los datos meteorológicos reales almacenados para otras aplicaciones similares, en formato RINEX (Receiver Independent Exchange) disponibles para algunas de las estaciones que forman la red IGS.

Mostramos aquí los resultados obtenidos para La Plata y Río Grande siguiendo el proceso de (Duan et al., 1996) para obtener PWV con buena exactitud y precisión, luego de procesar las observaciones GPS con BSW y reprocesarlas siguiendo el esquema de la figura 3.



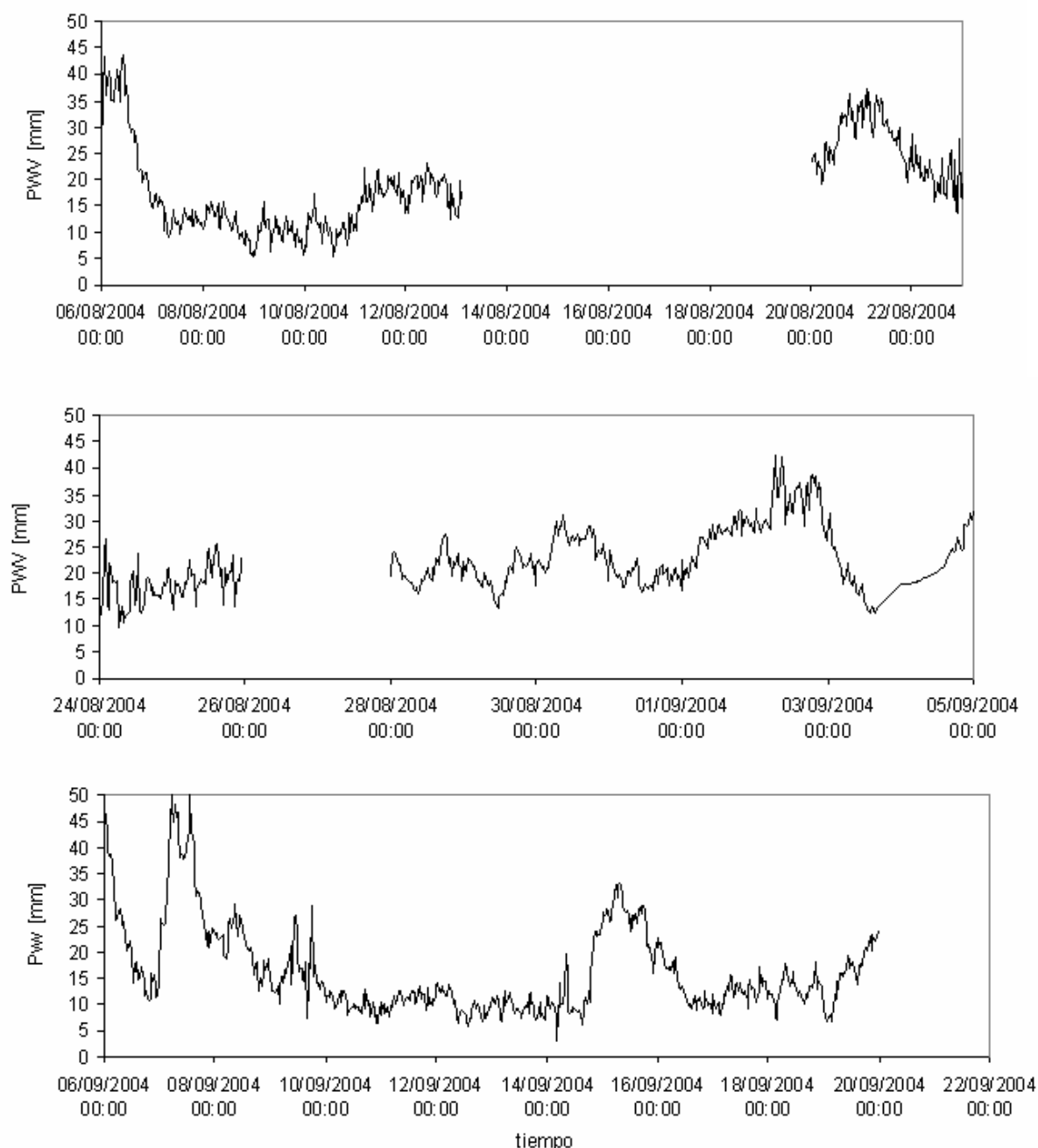


Figura 6. Perfiles de IPWV para la estación La Plata (LPGS) en Buenos Aires; durante las semanas GPS 1281 a 1288, correspondientes al periodo 25 de julio de 2004 al 18 de septiembre de 2004.

De la figura 6 vemos claramente que en La Plata los valores calculados de PWV nunca caen por debajo de los 10 mm. y se presentan frecuentes “picos” de humedad a lo largo del período estudiado. Suponiendo que para una dada estación de prueba se verificase un comportamiento similar al mostrado aquí, y que este comportamiento se repite para un periodo suficientemente largo, digamos un año. Entonces, el lugar estudiado no sería apto para la colocación de instrumental interferométrico, u otro instrumento que pudiera verse afectado en la calidad de sus mediciones por la presencia de las moléculas de vapor de agua en la atmósfera.

Además, son evidentes algunos máximos asociados a baja presión atmosférica y muy elevada humedad, condiciones previas a la precipitación o incluso durante tormentas. Así, los días lluviosos, y los muy húmedos se reflejan claramente en el comportamiento de la curva obtenida dado que el sistema sigue completamente operativo bajo esas condiciones.

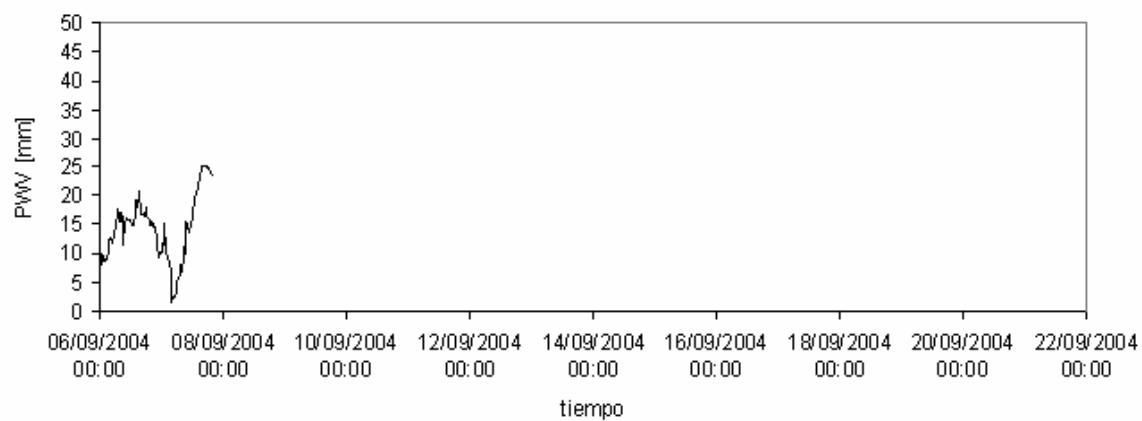
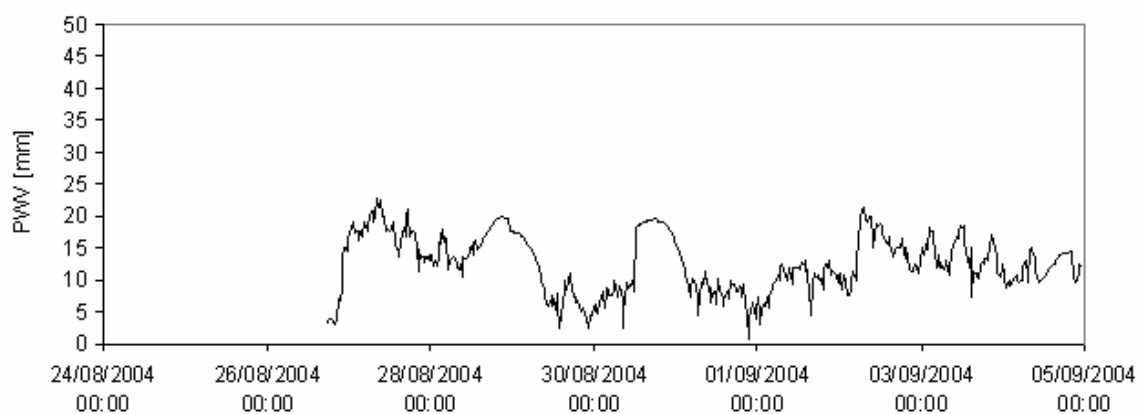
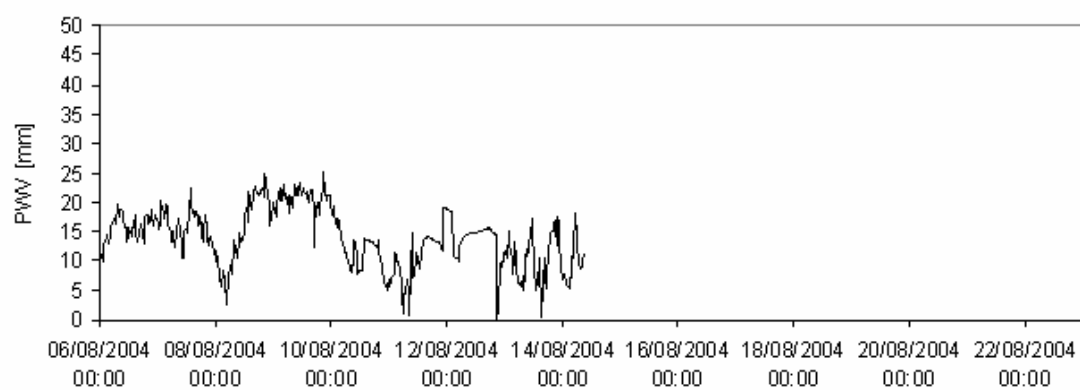
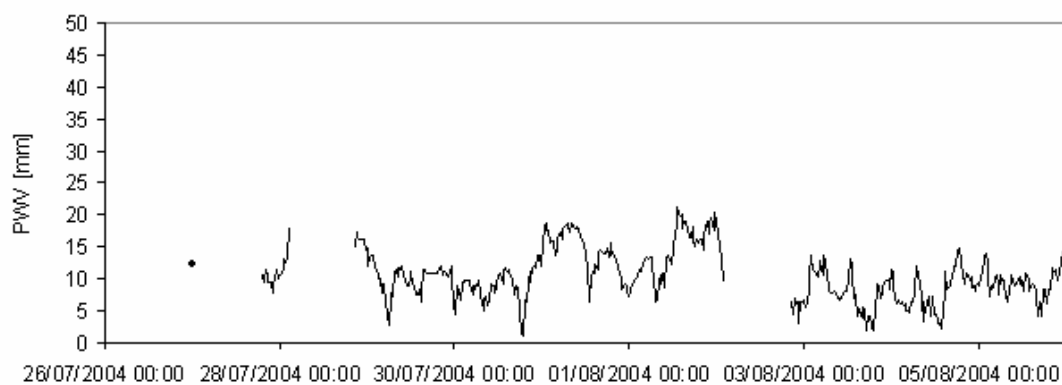


Figura 7. Perfiles de IPWV para la estación Río Grande (RIOG) en Tierra del Fuego; durante las semanas GPS 1281 a 1288, correspondientes al periodo 25 de julio de 2004 al 18 de septiembre de 2004.

En la figura 7 vemos el perfil de PWV para Río Grande, Tierra del Fuego, estudiado durante el mismo periodo de tiempo. De esta figura puede verse Río Grande es un lugar menos húmedo que La Plata, aunque la cantidad de vapor de agua precipitable integrado verticalmente es aún bastante alta. El valor de PWV para Río Grande nunca cae debajo de los 5mm y alcanza los 12.5 mm en promedio durante el periodo de estudio que abarca casi dos meses.

Como antes este análisis es solo preliminar si tratamos de hallar un sitio apto para la colocación de instrumental sensible a la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera, tal como el interferométrico. Estos ejemplos nos sirven como una guía que nos permite descartar lugares extremadamente húmedos como La Plata, pero no nos permite concluir acerca de lugares potencialmente aptos. En efecto, estas conclusiones basadas en un caso supuesto sólo serán validas si se las respalda con un grafico que muestre los cuartiles de cantidad de PWV para las noches del periodo estudiado sobre la estación de prueba. Además, el periodo elegido debería contemplar la época prevista como mas húmeda del año por los modelos climatológicos o bien monitorear durante periodos muy largos (un año o mas).

Los gaps o saltos que pueden verse en ambas curvas obedecen a fallas en los receptores GPS, falta de datos meteorológicos o ambos. De nuevo, es importante destacar que el sistema es capaz de operar sin interrupciones ni alteraciones en la calidad de sus determinaciones aún en condiciones de clima adverso. Considerando que el periodo de prueba abarca parte del invierno en el hemisferio sur, es esperable por lo menos uno o más días de nevadas en latitudes tan australes como Río Grande. Sin embargo la estación RIOG produce datos GPS a tiempo real para el IGS desde hace varios años sin que las condiciones de clima invernal extremo afecten su performance.

ESTADO DEL ARTE Y POSIBILIDADES FUTURAS

Según lo discutido hasta aquí, hoy día esta bien demostrado que el monitoreo del vapor de agua en la atmósfera usando GPS constituye un complemento a los sistemas tradicionales que resulta ser: autónomo, económico e independiente de las condiciones climáticas imperantes (Bevis et al., 1992; Rocken et al., 1993, Coster et al., 1996; Ware et al., 2000, 2001; Rocken et al., 2003; Bi et al., 2006).

Los autores miembros de GESA-UNLP hemos investigado este tema desde el año 2002 (Meza et al., 2003; Meza et al., 2005). Las primeras aplicaciones de la técnica en Argentina se desarrollaron con el fin de buscar sitios aptos para la colocación de instrumental astronómico que exige condiciones de sequedad extrema con muy alta precisión (PWV por debajo de los 4 mm.) para asegurar la calidad de sus medidas.

Desde esa fecha hasta hoy, la Red Argentina de Estaciones GPS Permanentes ha crecido en número de miembros y se ha consolidado en cuanto a la continuidad temporal y calidad de los datos GPS. Por esta razón actualmente nos encontramos trabajando en dos proyectos científicos aprobados por la Agencia de Promoción Científica y el Conicet (PICT12130 y PIP5703), con el objeto de avanzar en el estudio y la aplicación de este tópico como un subproducto valioso del procesamiento geodésico de la red GPS y para equipar con instrumental meteorológico algunas de las estaciones bajo la supervisión de GESA (Ej. VBCA) con el fin de continuar y profundizar estos estudios en cooperación con especialistas de otras disciplinas (ejemplo: Climatología, Geografía).

En los párrafos siguientes, reseñaremos brevemente la tarea realizada, así como el trabajo proyectado para el futuro próximo.

Búsqueda de sitios aptos para la Astronomía milimétrica

El contenido de vapor de agua en la atmósfera terrestre es uno de los mayores problemas en la interferometría milimétrica y sub-milimétrica. El vapor de agua es un constituyente atmosférico altamente variable y sigue siendo hoy en día uno de los parámetros meteorológicos mas pobremente caracterizados. Su presencia constituye un factor limitante para la obtención de resoluciones angulares altas en observaciones interferométricas de interés Astrofísico.

Por lo tanto entre los estudios necesarios para la elección de un sitio de instalación de una antena milimétrica o sub-milimétrica, se debe tener en cuenta el porcentaje de vapor de agua precipitable (equivalente a la opacidad a 225 GHz) en el lugar. Para ejemplificar estos estudios, se calculó el PWV de un potencial sitio (Meza et al., 2003).

Obtención del slant wet delay (SWD) y sus utilidades

La obtención del vapor de agua integrado en la dirección de un satélite individual se llama el vapor de agua "inclinado" (slant water vapor, SWV). El SWV se calcula a partir de la estimación del PWV y de los residuos del proceso estocástico. Esta combinación asume que los residuos de la observación están dominados por el retraso atmosférico y que este no se puede representar correctamente por un solo valor en el cenit. Típicamente, el término no-isotrópico es menor al 20% del término del PWV. Puede ser positivo o negativo, dependiendo del campo de la humedad en la dirección del satélite individual.

El cálculo del SWV no es otra cosa más que la solución de una integral de línea a través de la atmósfera. En muchos casos, la estimación del IPWV (integrado en la dirección cenital) es una representación exacta del campo de la humedad. Sin embargo, en campos complejos de la humedad (es decir en épocas de la iniciación de la convección, o a lo largo de frentes de la tormenta), el SWV proporciona un muestreo superior de la atmósfera (Braun, 2006).

(Rocken et al., 2003) muestran que el SWD es poco sensible a las diferencias en el perfil de refractividad adoptado. Para obtener la información del perfil atmosférico (sobre el receptor) a partir de observaciones del retraso (del inglés, Slant Delay; SD) recogidas en una sola estación, es necesario monitorear al satélite GPS a muy bajas elevaciones. (Rocken et al., 2003) han desarrollado un método bastante simple pero de baja resolución para los perfiles tomados en tierra. El método implica el cálculo del SD en función del ángulo de elevación, luego se busca un perfil (dentro de una biblioteca de perfiles potenciales) que aproxime lo mejor posible a las observaciones (Lowry et al. 2002).

Las observaciones GPS de baja elevación necesarias para perfilar un sitio GPS, requieren de funciones de mapeo con buena performance a baja elevación para procesar los datos. Dado que la función de mapeo de Niell (Niell, 1996) no es útil por debajo de los 3 grados de la elevación, (Rocken et al., 2003) probaron una nueva técnica que denominaron "mapeo directo" (Rocken et al., 2001). El "mapeo directo" requiere un perfil de la refractividad adecuado al intervalo de tiempo y la localización del receptor GPS. Si se asume que no existe gradiente horizontal de la refractividad, entonces el trazado de rayos a través de este perfil de refractividad, permite estimar una función de mapeo específica para ese sitio y para ese instante. Esta técnica solo se usa para las observaciones por debajo de los 5 grados de elevación (Rocken et al., 2003).

Desde el punto de vista práctico, las medidas de SD son útiles para identificar la variabilidad espacial del campo de la humedad en comparación a un único término del PWV integrado en el cenit. Estas diferencias espaciales se asocian normalmente a los campos de la humedad de la capa límite.

Las observaciones superficiales de la temperatura y del punto de condensación muestran cambios muy leves antes del inicio de la lluvia. En contraste, las observaciones de PWV/SWV muestran un claro aumento de casi 20 milímetros en el contenido total de vapor de agua unas 1.5 horas antes del comienzo de la precipitación. Este cambio representa un aumento del 50% en humedad atmosférica. El ápice en los valores de PWV/SWV ocurre casi simultáneamente con el inicio de la lluvia (Braun, 2006).

Además, las determinaciones efectuadas a través de una red complementan la resolución obtenida por una sola estación, identificando así las diferencias espaciales en vapor de agua. Estos ejemplos muestran un modo de estudiar el comportamiento del campo de la humedad en un ambiente de la tormenta donde el vapor de agua está ayudando a aprovisionar de combustible la convección asociada a la línea de chubasco, aumentando la intensidad de la tormenta. Los mapas del PWV interpolados espacialmente revelan grandes diferencias en el contenido de vapor de agua atmosférico en sistemas de tormenta. Un método alternativo es investigar la correlación en la serie de tiempo de observaciones del vapor de agua de redes de estaciones.

Los dos valores meteorológicos que pueden extraerse como subproductos del procesamiento de una red geodésica de alta precisión (PWV y SWV), representan cantidades atmosféricas integradas. El PWV es una estimación de la cantidad de vapor de agua verticalmente integrada sobre una estación, muestreando un volumen que puede extender radialmente a 50 kilómetros de la misma. Esto hace el PWV un buen estimador para los estudios que requieren una resolución espacial más baja, y/o la asimilación de los datos en modelos con puntos grillas mayores de 10 kilómetros. En contraste, el SW

representa una integral de línea a través de este volumen de atmósfera. Esto permite resolver los campos de humedad atmosférica tan pequeños como algunos pocos kilómetros de tamaño, haciendo el SWV útil para los estudios de la resolución fina y los experimentos de asimilación de datos para la validación de modelos numéricos.

Asimilación de los datos en modelos climatológicos no tomográficos

Las determinaciones GPS del contenido de vapor de agua precipitable (PWV-GPS) son una fuente de datos relativamente reciente de la información de la humedad para la asimilación de datos. Los pronósticos meteorológicos numéricos de corto alcance sufren de una inadecuada observación del campo tridimensional de la humedad debido a su alta variabilidad espacial y temporal. Según lo discutido anteriormente, las estimaciones del PWV a partir del retraso de la señal GPS pueden complementar las observaciones clásicas del campo de la humedad troposférica realizadas a través de radiómetros de vapor de agua o radiosondas.

La determinación del PWV GPS utiliza el retraso cenital total para calcular un valor verticalmente integrado, con alta resolución temporal y bajo cualquier condición climática, incluyendo precipitaciones, condiciones en las cuales las observaciones pasan a ser muy importantes para los pronósticos de la humedad atmosférica.

Como un ejemplo, podemos citar que desde Junio de 2005 los datos del PWV GPS calculados por la red Suominet (EE.UU.) a tiempo casi real, están siendo asimilados en un modelo operacional en tiempo real que pertenece al NCEP (National Centers for Environmental Prediction) (Smith et al., 2006).

También son dignos de mención otros dos proyectos de investigación desarrollados en la misma dirección: COST-716 (European Co-operation in the Field of Scientific and Technical Research 716) y GASP (GPS Atmosphere Sounding Project). Cost 716 trazó quizás los primeros pasos en estas aplicaciones, involucrando instituciones y profesionales de 15 diferentes países europeos (Marel et al., 2004). Posteriormente, se desarrolla GASP en Alemania. Este ultimo proyecto, aún activo, es similar a Suominet por cuanto es capaz de calcular a tiempo cuasi real el PWV sobre su territorio utilizando para ello una densa red estaciones GPS (Gent et al., 2001).

Siguiendo esta tendencia, deben mencionarse los trabajos efectuados en América del Sur por el CPTEC-INPE (Centro de Previsao de Tempo e Estudos Climaticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) en Brasil. Actualmente dicho centro es el único en la región que realiza de modo operacional una asimilación de datos de PWV sobre territorio Brasileiro. Los datos provienen de sensores a bordo de satélites Además, se encuentra en fase de implementación una nueva metodología para que los datos calculados a partir de la Red Brasileira de Monitoreamiento Continuo de Satélites GPS (Rede Brasileira de Monitoramento Continuo dos Satelites GPS, RBMC) sean asimilados dentro de modelos de previsión numérica del tiempo (Numerical Weather Prediction models, NWP) (Sapucci et al., 2007).

Por lo anterior, los valores de PWV calculados sobre territorio argentino a partir de datos GPS provenientes de la RAdEP, constituyen una aplicación potencialmente importante en un esfuerzo por densificar las determinaciones en territorio sudamericano. Así, una base de datos compuesta por valores de PWV GPS calculados en una gran porción del continente podría resultar una fuente adicional de datos confiables para el estudio de fenómenos climáticos de gran escala.

Las medidas del vapor de agua a partir de datos GPS poseen alta confiabilidad bajo cualquier condición climática. Las exactitudes del dato obtenido han demostrado ser comparables a, o incluso mejores que, las medidas integradas de las radiosondas, sin los problemas bien conocidos en condiciones de humedad alta o baja temperatura. Sin embargo, debe señalarse que una desventaja principal en la determinación del PWV GPS es que este valor proporcionan solamente las medidas escaladas en el cenit y no contienen (en sí mismos) ninguna información sobre la distribución vertical de la humedad en la atmósfera.

Sin embargo, se han desarrollado algunas técnicas rudimentarias para asimilar estas observaciones en los modelos numéricos de predicción del clima. Esto produjo mejoras en los pronósticos a corto plazo de la humedad en los niveles más bajos en la atmósfera, notándose los mayores beneficios durante los meses fríos (Smith et al., 2000; Gutman y Benjamin, 2001). Dado el sistema PWV GPS resulta de bajo costo y alta confiabilidad, resulta ser un sistema de observación rentable, y sus desventajas no parecen ser impedimentos técnicos para su puesta en práctica operacional dentro del servicio meteorológico nacional de los EEUU (National Weather Service, NWS).

Desde los inicios de la red Suominet a la fecha (2000-2007), los meteorólogos han desarrollado técnicas para asimilar los datos de PWV GPS en modelos numéricos. Actualmente están ampliando esta técnica para utilizar las observaciones de SD (Rocken et al., 2003). Los resultados iniciales de la simulación indican que los valores PWV derivados de GPS pueden ayudar a mejorar la confiabilidad de la predicción de los acontecimientos severos de la precipitación (Guo et al. 2000), y que las observaciones de SWD en redes densas pueden ser útiles para recuperar la estructura vertical del vapor de agua atmosférico (Ha et al., 2002; 2003).

Como ya se dijo, debido a la alta calidad de las estimaciones del PWV GPS, es posible utilizar estos datos para los estudios del clima. Existe un fuerte interés en el uso del GPS para el pronóstico de tiempo, aunque su uso exige el proceso de los datos del GPS a tiempo casi-real. Sin embargo, (Rocken et al., 2003) han demostrado que los resultados del PWV GPS procesados a tiempo casi real se pueden obtener casi con la misma exactitud que los resultados obtenidos luego de un cuidadoso post-proceso.

Análisis de tormentas fuertes

Los pronósticos de tormentas severas están limitados por observaciones inexactas e incompletas del contenido de vapor de agua (Park y Droegemeier, 1999, 2000), con predicciones de eventos en la estación calida de lluvias allí donde modelos numéricos actuales de la predicción del tiempo se muestran menos hábiles (Fritsch y Carbone, 2004). Estudios previos indican que cambios en la mezcla del vapor de agua tan pequeños como 1 g./kg. en la capa límite puede transformar una atmósfera no convectiva en una con convección severa (Crook, 1996). Los estudios de asimilación indican que estas estimaciones del vapor de agua precipitable integrado (IPWV) pueden implicar una mejora significativa en los pronósticos de precipitación (Cucurull et al., 2004; Ha et al., 2003). A medida que estas redes continúan ampliándose en número y tamaño, ofrecen oportunidades crecientes de observar campos de humedad troposférica a media y gran escala.

(Braun, 2006) determinando SWD a partir de GPS encontraron una correlación lineal fuerte (0.7) entre la humedad atmosférica total y la intensidad de las tormentas. Esta correlación relativamente alta demuestra la relación directa entre la fuerza de la tormenta y la humedad atmosférica. La investigación indica que los pronósticos de la intensidad son excepcionalmente sensibles a las observaciones de la humedad. Estos datos se han asimilado en modelos numéricos de la predicción del tiempo; los han utilizado para estudiar diferencias espaciales y temporales en campos de la humedad; pero también para calibrar las observaciones de radiómetros en satélites y radiosondas (Braun, 2006).

Por todo lo anterior, el estudio de las tormentas severas utilizando determinaciones del SWD GPS, así como la posibilidad de asimilar el dato en modelos numéricos son promisorias tareas proyectadas para el futuro cercano como una cooperación entre la Geodesia y otras geociencias como la Climatología, la Meteorología, la Hidrología y la Geografía.

CONSIDERACIONES FINALES

En este trabajo presentamos los primeros pasos en el cálculo de los valores de PWV integrado cenitalmente sobre una estación GPS (también conocido como IPWV). En particular se analiza la aplicación de esta técnica sobre territorio argentino para dos estaciones GPS permanentes: LPGS y RIOG. Dichas estaciones, que pertenecen a la red IGS, también forman parte de la RAdeEP.

Los estudios atmosféricos (troposfera, ionosfera), a partir de la estimación del retraso en el tiempo de viaje de la señal en radio ondas que proviene de los satélites GPS como consecuencia de haber atravesado la atmósfera, han cobrado singular importancia desde finales de la década del 90.

Efectivamente, durante los primeros años se analizó de modo exhaustivo el problema puramente geodésico que dio origen al sistema (posicionamiento) hasta lograr precisiones milimétricas y asumiendo que el retraso troposférico no era mas que una fuente de error que debía compensarse. Con el correr de los años, las precisiones en el posicionamiento alcanzadas por el sistema han convertido al GPS en una herramienta útil para otras disciplinas científicas vinculadas a las geociencias. Como ejemplo podemos citar: movimiento de placas tectónicas, estudios de la irregularidad en la rotación terrestre, etc. Estos últimos a su vez han derivado en otros estudios tales como la circulación atmosférica y oceánica global y validación de modelos hidrológicos globales, entre otros.

Luego de varios años, y una vez que estos temas se hubieran abordado en profundidad, comenzó a verse al GPS como una herramienta capaz de proveer de modo económico y confiable datos

adicionales tales como el contenido de vapor de agua en la troposfera o el contenido total de electrones de la ionosfera que encuentra la radio señal GPS en su trayecto desde el satélite hasta el receptor.

En vista de que las aplicaciones geodésicas GPS exigen redes cada vez más densas y existe un número mayor de estaciones con posiciones precisas conocidas [del orden de unos pocos milímetros], la estimación del contenido de vapor de agua integrado hoy día, constituye una técnica factible en casi cualquier lugar del planeta. Solo debemos exigir un receptor GPS de calidad geodésica y datos meteorológicos básicos (presión atmosférica y temperatura) disponibles.

Aunque se han desarrollado numerosos estudios de validación de los resultados PWV GPS con respecto a otras técnicas como los WVR (Bevis et al., 1992; Businger et al., 1996; Rocken et al., 1995; Duan et al., 1996; Elgered et al., 1997; Dai et al., 2002), especialmente en el hemisferio norte; también existen desarrollos actualmente operativos en el hemisferio sur encabezados por Brasil (Monico y Sapucci, 2003).

Los estudios de Meteorología GPS son desarrollos interdisciplinarios llevados a cabo por científicos de las Ciencias Atmosféricas y la Geodesia, principalmente. Esta reciente disciplina se apoya en tres pilares fundamentales: i) la estimación de PWV integrado en la dirección cenital de la estación; ii) la estimación del SWV y iii) la tomografía del vapor de agua, esto es, la obtención de valores correspondientes a una estructura tridimensional de vapor de agua en una dada región utilizando una red GPS (Bi et al., 2006).

Actualmente algunas de las densas redes GPS que operan de modo estable desde hace varios años, son capaces de proveer mapas del contenido de vapor de agua integrado sobre grandes porciones continentales casi a tiempo real. Esto es, con un retraso de una hora y media, tal y como lo requieren los pronósticos meteorológicos (Guerova et al., 2004). Ejemplos de ello son la red Suominet en EE.UU. (Ware et al., 2001) y GASP en Alemania (Gent et al., 2001).

Si bien se ha demostrado que la exactitud de las determinaciones de PWV GPS es bastante alta, esta cantidad no provee otra información mas que el contenido de vapor de agua vertical restringiendo así las aplicaciones a la investigación atmosférica (Bi et al., 2006). Sin embargo, es necesario realizar este paso previo y validar los datos obtenidos antes de abordar problemas mas complejos, como el calculo del SWV.

Así, el presente trabajo resume los inicios de la aplicación antes descripta para el cálculo del PWV GPS en territorio argentino, usando para ello las estaciones de la RAdeEP. En el futuro próximo presentaremos una validación de los resultados obtenidos con esta técnica, utilizando radiosondeos disponibles en Argentina para un dado periodo de prueba.

Nuestro grupo de trabajo (GESA) posee amplia experiencia en el cálculo de redes GPS en la generación de subproductos del procesamiento geodésico preciso tales como los cálculos del VTEC y el STEC (Slant total Electron Content). Es nuestra aspiración que los sucesivos refinamientos y mejoras a la técnica aquí presentada resulten en una fuente de datos confiable cuyos usuarios naturales serán los científicos de las Ciencias de la Atmósfera que podrán usar esta facilidad para sus estudios y/o asimilación en sus modelos.

Agradecimientos: Los autores miembros de GESA, agradecen el apoyo brindado por la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas a través de los subsidios PICT12130 y PIP 5703. Asimismo, queremos agradecer a todos los que contribuyen al mantenimiento y la continuidad de las estaciones GPS permanentes en Argentina, especialmente al Dr. Claudio Brunini. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias por parte de dos revisores anónimos que han ayudado significativamente a mejorar la presentación de este trabajo.

REFERENCIAS

- Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, R. H. Ware 1992 GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 97, 15787-15801.
- Bevis, M., S. Businger, T. A. Chiswell S., T. A. Herring, R. A. Anthes, C. Rocken, R. H. Ware. 1994. GPS meteorology: Mapping Zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of Applied Meteorology* V 33, 379-386.
- Bi Y., Mao J., Li Ch. 2006. Preliminary results of 4-D water vapor tomography in the troposphere using GPS. *Adv. In Atmos. Sci.* V. 23 N°4, 551-560.

- Braun, J. J., 2006: Identifying Mesoscale Variations in Boundary Layer Moisture Using Ground Based GPS Networks. Fourth Joint Korea-U.S. Workshop on Mesoscale Observations, Data Assimilation, and Modeling for Severe Weather, Seoul, Korea.
- Businger S., Chiswell S.R., Bevis M., Duan J., Anthes R.A., Rocken C., Ware R. H., Exner M., VanHove T., Solheim F.S. 1996. The promise of GPS in Atmospheric monitoring. *Bull. of the Am. Meteorological Soc.* Vol 77. N°1, 5–18.
- Coster, A, A. Niell, F., Solheim, V., Mendes, P., Toor, K., Buchmann, C., Upham, 1996 Measurements of Precipitable Water Vapor by GPS, Radiosondes, and a Microwave Water Vapor Radiometer, *ION GPS-96*, 625-640.
- Crook, N. A., 1996: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. *Monthly Weather Review*, 124, 1767-1785.
- Cucurull, L., F. Vandenberg, D. Barker, E. Vilaclara, and A. Rius, 2004: Threedimensional variational data assimilation of ground-based GPS ZTD and meteorological observations during the 14 December 2001 storm event over the western Mediterranean sea. *Monthly Weather Review*, 132, 749-763.
- Dach R., Hugentobler U., Friedez P., Meindl M. (eds), 2007. Bernese GPS Software Version 5.0, Astronomical Institute, University of Berne.
- Dai A., Wang J., Ware R., Van Hove T. 2002. Diurnal variation in water vapor over North America and its implications for sampling errors in radiosonde humidity. *Journal of Geophys. Res.* V 107, D10, 10.1029/2001JD000642, 2002.
- Duan J., Bevis M., Fang P., Chiswell S., Businger S., Rocken C., Solheim F., van Hove T., Ware R., McClusky S., Herring Th., King R. 1996 GPS Meteorology: Direct Estimation of the Absolute Value of Precipitable Water, *Journal of Applied Meteorology* Vol 35, N 6. 830-838.
- Elgered G., Johansson J., Rönnäng B., Davis J. 1997 Measuring regional atmospheric water vapor using the Swedish permanent GPS network. *Geoph. Res. Lett.* V24, N° 21, 2663-2666
- Elgered G., Davis J.L., Herring T.A., Shapiro I.I. 1991. Geodesy by radio Interferometry: water vapor radiometry for estimations of the wet delay. *J. of Geophys. Res.* V 96, Nro B4, 6541-6555.
- Fritsch, J. M. and R. E. Carbone, 2004. Improving quantitative precipitation forecasts in the warm season. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 955-965
- Gendt G., Reigber C., Dick G. 2001. Near real-time water vapor estimation in a German GPS network-first results from the ground program of the HGF GASP project. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* Volume 26. Issues 6-8, 413-416
- Guerova G., Bettems J.M., Brockmann E., Matzler Ch., 2004. Assimilation of the GPS-derived integrated water vapour (IWV) in a MeteoSwiss numerical weather model – a first experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 177-186.
- Gradinarsky L.P., Haas R., Johansson J.M., Elgered G. 1999. Comparison of atmospheric parameters estimated from VLBI, GPS and microwave radiometer data. *Proc.of the 13th Working Meeting on European VLBI for Geodesy and Astrometry.* 161-165.
- Guo Y.-R., Y. -H. Kuo, J. Dudhia, D. Parsons, C. Rocken, 2000. Four Dimensional Variational Data Assimilation of Heterogenous Mesoscale Observations for a Strong Convective Case, *Monthly Weather Review*, 619-643.
- Gutman, S., and S. Benjamin, 2001 The Role of Ground-Based GPS Meteorological Observations in Numerical Weather Modeling, *GPS Solutions*, 4, 16-24.
- Ha, S.-Y., Y.-H. Kuo, Y.-R. Guo and C. Rocken, 2002: Comparison of GPS Slant Wet Delay Measurements with Model Simulations during the Passage of a Squall Line, *Geophys. Res. Lett.* 29, 2113, doi:10.1029/2002GL015891.
- Ha, S.-Y., Y.-H. Kuo, Y.-R. Guo and G.-H. Lim, 2003: Variational assimilation of slant-path wet delay measurements from a hypothetical ground-based GPS network, *Mon. Wea. Rev.* 131, 2635-2655.
- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. 1992 *Global Positioning System: Theory and Practice.* Springer-Verlag. Wien.
- Hopfield H. 1969 Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journ. Geophys. Res.* 74, N 18, 4487-4499.
- Kaniuth K., D. Kleuren and H. Tremel. 1998. Sensitivity of GPS height estimates to tropospheric delay modelling, *AVN* No. 6,

- Kleusberg A., Teunissen P. 1996 GPS for Geodesy. Springer-Verlag. ISBN 3-540-60785-4.
- Lowry A.R., Rocken C., Sokolovskiy K., Anderson D. 2002. Vertical Profiling of refractivity from ground-based GPS. *Radio Science* V. 37 N° 3, 13.1-13.10.
- Marel H. Van der. and Cost 716 team. 2004. COST-716 demonstration project for the near real-time estimation of integrated water vapour from GPS. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* Volume 29, Issues 2-3, Probing the Atmosphere with Geodetic Techniques, Pages 187-199.
- Meza A., Fernández L., Natali M.P., Moirano J., Brunini C. 2003 Aplicaciones del sistema GPS en la búsqueda de sitios para interferometría astronómica milimétrica. *Boletín de la Asociación Argentina de Astronomía* 46, 121-123.
- Meza A., Fernández L., Brunini C., Gende M., Müller M., Aráoz L., 2005. Monitoring the variability of the ionosphere and troposphere over Argentina. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 01223
- Moirano, J. F. 2000. Materialización del Sistema de Referencia Terrestre Internacional en Argentina mediante observaciones GPS. PhD Tesis at Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata.
- Monico, J F G ; Sapucci, L F . GPS Meteorologia: Fundamentos E Possibilidades De Aplicações No Brasil. In: Xxi Congresso Brasileiro De Cartografia, 2003, Belo Horizonte. *Anais Do XXI Congresso Brasileiro De Cartografia*, 2003. V. 1.
- Natali, M. P. 2000. Práctica de la Especialidad, "Influencia de las ambigüedades en la determinación de alturas precisas con GPS", Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata.
- Natali M. P; Kaniuth K.; Brunini C.; Drewes H. 2002. "Monitoring Tide Gauges Benchmarks in Argentina by GPS" *IAG Symposia* Volume 124. Vertical Reference Systems, 255-258.
- Natali M. P. 2006. Tesis doctoral "Materialización de un sistema de referencia vertical mediante mareógrafos controlados con GPS", Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata.
- Niell A. 1996. Global mapping functions for the atmospheric delay at radio wavelengths. *Journ. Geophys. Res.* (101) 3227-3246.
- Park, S. K. and K. Droegemeier, 1999 Sensitivity analysis of a moist 1D eulerian cold model using automatic differentiation. *Monthly Weather Review*, 127, 2180-2196.
- Park, S. K. and K. Droegemeier, 2000. Sensitivity analysis of a 3D convective storm: Implications for variational data assimilation and forecast error. *Monthly Weather Review*, 128, 140-159.
- Rocken, C. R. H. Ware, T. Van Hove, F. Solheim, C. Alber, J. Johnson, M. Bevis, and S. Businger, 1993. Sensing atmospheric water vapor with the Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, 20(23), 2631-2634.
- Rocken, C. Van Hove T., Johnson J. M., Solheim F., Ware R. H., Bevis M., Chiswell S., Businger S. 1996. *J. Atm. Ocean. Tech.*, Vol. 12, 468-478.
- Rocken, C., S. Sokolovskiy, J. M. Johnson, and D. Hunt, 2001. Improved Mapping of Tropospheric Delays, *J. Atm. Ocean. Tech.*, Vol. 18, No. 7, 1205-1213.
- Rocken, C., J. Braun, T. Van Hove, J. Johnson, and Y.-H. Kuo, 2003. Developments in ground-based GPS meteorology. *Proceedings, International Workshop on GPS Meteorology*, Tsukuba, Japan, 1-6.
- Saastamoinen J. 1973 Contributions to the theory of atmospheric refraction: Part II: Refraction corrections in Satellite Geodesy. *Bulletin Geodesique* 107, 13-34.
- Sapucci L. F., Monico J.FG., Toledo Machado L.A., Herdies D. L, Ferreira de Souza R. A. 2007 Assimilacao Do Iwv-Gps No Brasil: Otimizacao Das Estimativas Do Atraso Zenital Troposferico Em Tempo Real. *Revista Brasileira de Geofisica* vol. 25(3), 267-279
- Sapucci L.F., Machado L.A.T., Monico JFG. 2004. Modelagem da temperatura media troposferica no Brasil para quantificacao do IWV utilizando GPS. In: Congr. Bras. Met., 13.: 2004, Fortaleza. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Fortaleza: SBMET, 2004. CDROM.
- Schüler, T., A. Pósfay, G. W. Hein, Biberger R. 2001. A Global Analysis of the Mean Atmospheric Temperature for GPS Water Vapor Estimation. *Proceedings of ION-GPS 2001*, The Institute of Navigation. 2476-2489; online: <http://forschung.unibw-muenchen.de/ainfo.php?&id=521>
- Smith, T.L., S.G. Benjamin, B.E. Schwartz, and S.I. Gutman, 2000: Using GPS-IPW in a 4-D data assimilation system. *Earth, Planets and Space*, 52, 921-926.
- Smith T.L., Benjamin S.G., Gutman S.I., Sahm S., Holub K. 2006. Operational Assimilation of GPS-IPW observations in the 13-km RUC at NCEP 10th Symposium on Integrated Observing and

Assimilation Systems for the Atmosphere, Oceans, and Land Surface (IOAS-AOLS). 86th American Meteorological Society Annual Meeting. Atlanta, EE.UU.

Ware R. H., Fulker D. W., Stein S. A., Anderson D. N., Avery S. K., Clark R. D., Droegenmeier K.K., Kuettner J. P., Minster J. B., Sorooshian S. 2000. SuomiNet: A Real-Time National GPS Network for Atmospheric Research and Education. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 81, 677-694.

Ware R. H., Fulker D. W., Stein S. A., Anderson D. N., Avery S. K., Clark R. D., Droegenmeier K.K., Kuettner J. P., Minster J. B., Sorooshian S. 2001. Real-time national GPS networks for atmospheric sensing. *Jour. of Atmos. and Solar Terrestrial Phys.* 63, 1315-1330.

Wiedner, M. C. 1998 Atmospheric Water Vapour and Astronomical Millimeter Interferometry, PhD Thesis. Cambridge University (<http://cfa-www.harvard.edu/~mwiedner/>)

DIGITAL TERRAIN MODEL EVALUATION AND COMPUTATION OF THE TERRAIN CORRECTION AND INDIRECT EFFECT IN SOUTH AMERICA

Denizar Blitzkow, Ana C. Oliveira Cancoro de Matos, Jorge Pimentel Cintra

Escola Politécnica da Universidade de São Paulo
EPUSP-PTR, Postal Code 61548, CEP:05424-970, São Paulo, São Paulo, Brazil
E-mail: dblitzko@usp.br, acocmatos@hotmail.com, jpcintra@usp.br;

ABSTRACT

The main objectives of this paper are to compare digital terrain models, to show the generated models for South America and to present two applications. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) produced the most important and updated height information in the world. This paper addresses the attention to comparisons of the following models: SRTM3, DTM2002, GLOBE, GTOPO30, ETOPO2 and ETOPO5, at the common points of the grid. The comparisons are limited by latitudes 60° S and 25° N and longitudes 100° W and 25° W. All these data, after some analysis, have been used to create three models for South America: SAM_1mv1, SAM_1mv2 (both of 1' grid spacing) and SAM_30s (30" grid spacing). Besides this effort, the three models as well as STRM were evaluated using Bench Marks (BM) in Brazil and Argentina. This paper also shows two important geodesy and geophysics applications using the SAM_1mv1: terrain correction (one of the reductions applied to the gravity acceleration) and indirect effect (a consequence of the reduction of the external mass to the geoid). These are important at Andes for a precise geoid computation.

Keywords. Radar altimetry, Height, Digital Terrain Model

RESUMEN

Los objetivos principales de este documento son comparar modelos digitales del continente; enseñar los modelos generados para Sudamérica y presentar dos aplicaciones. *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) produjo la información más importante y más actualizada de las altitudes del mundo. Este trabajo centra su atención en las comparaciones de los modelos siguientes: SRTM3, DTM2002, GLOBO, GTOPO30, ETOPO2 y ETOPO5, en los puntos comunes de la rejilla. Las comparaciones son limitadas por las latitudes 60° S y 25° N y longitudes 100° W y 25° W. Todos estos datos, después de los análisis, se han utilizado para crear tres modelos para Sudamérica: SAM_1mv1, SAM_1mv2 (1' de espaciamiento de la rejilla) y SAM_30s (30" de espaciamiento de la rejilla). Los tres modelos bien como el STRM fueron evaluados usando puntos de referencia de nivel (BM) en Brasil y Argentina. Este trabajo también muestra dos aplicaciones importantes del SAM_1mv1: corrección del terreno (una de las reducciones aplicadas a la aceleración de la gravedad) y efecto indirecto. (una consecuencia del proceso de reducción de la masa exterior al geoide). Éstos son muy importantes en la región de los Andes para computar el geoide con exactitud.

Palabras claves. Altimetría de Radar, Altura, Modelo Digital del Terreno

INTRODUCTION

This paper addresses the attention to the following six global Digital Terrain Models (DTM): ETOPO5, GTOPO30, GLOBE, ETOPO2, DTM2002 and the radar mission SRTM3 version 1. ETOPO5 is a model constructed by National Oceanic and Atmospheric Administration/National Geophysical Data Centre (NOAA, 1988). It was derived from terrestrial and oceanic data in a grid of 5'. In South America the model has used data digitized from 1:1,000,000 maps. GTOPO30 (Global Topographic Data), constructed by EROS Data Centre (EDC), involves only the terrestrial part of the Earth in a grid of 30". The minimum and maximum elevations are 407m and 8,752m. The data sources were: Digital Terrain Elevation Data (DTED), the Digital Chart of the World (DCW), maps printed by Army Map Service (AMS); see U.S. Geological Survey (1997). The grid was created using the Australian National University Digital Elevation Modelling (ANUDEM) developed by Hutchinson (1989). GLOBE (Global Land One-kilometer Base Elevation), version 1.0, constructed by NOAA/National Geophysical Data Center (NGDC), has a grid spacing of 30" with default value of -500 on the oceans. The data sources for South America were: DCW, AMS 1:1,000,000 maps digitized by Geographical Survey Institute (GSI), IBGE 1:1,000,000 maps in Amazon, 1:1,000,000 maps of the Defence Ministry in Peru and several DTEDs of different versions (Hasting and Dunbar, 1999). ETOPO2 has a grid spacing of 2' and was constructed by NOAA (2001). The continental part of this model has used GLOBE regridded for 2' by bicubic interpolation. DTM2002 is a model with a resolution of 30", constructed by Raytheon ITSS Corporation. It combines data from GLOBE and from Altimeter Corrected Elevation (ACE); see Saleh and Pavlis (2002). ACE, from Earth and Planetary Remote Sensing Laboratory, University of Montfort, UK, is a global model derived from altimetry data (Johnson et al., 2001).

These models have the grid position, latitude and longitude, referred to World Geodetic System 84 (WGS84). The grid values represent height in meters above Mean Sea Level.

Finally, SRTM, the most updated height information in the world, is a joint project undertaken by National Aeronautic and Space Administration (NASA), *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR) and *Agenzia Spaziale Italiana* (ASI) carried out with a special radar system on board of Endeavour, placed into orbit on February 11th, 2000 and returned to the Earth on the 22nd. Data have been collected on a global basis, from 60° N to 56° S. One of the results is a Digital Terrain Elevation (DTE) named SRTM3 version 1 with a resolution of 3". It may represent the best available global terrain elevation model, with accuracies in different regions of the world subjected to evaluation, but in general the prescribed error is of $\pm 16\text{m}$ (90% of confidence). It is expected that the error in the position is on the order of 15m. The heights are in meters referred to the geoid implied by EGM96/WGS84 and the grid is referred to WGS84 ellipsoid (Lemoine et al., 1998a; Lemoine et al., 1998b; Hensley et al., 2001; JPL, 2004).

COMPARISON AMONG MODELS

The models SRTM3, DTM2002, GLOBE, GTOPO30, ETOPO2 and ETOPO5 were compared among themselves. The comparisons are limited by the latitudes 60° S and 25° N and longitudes 100° W and 25° W. This is the area of interest for the geoid in South America. The differences were grouped in classes of 10 meters in elevation, allowing a more concise visualization of the differences. The value of 10 meters was selected because SRTM3 was used as reference for the comparison and its prescribed vertical accuracy is ± 16 meters with 90% of confidence level, which corresponds to 1.5σ (σ is the standard deviation), and, therefore, 1σ is nearly 10 meters. The differences between the models are shown up to 50 meters because this is the absolute vertical accuracy of the scale of the maps digitized. Greater values are considered as discrepant outliers ($|\Delta| > 50\text{ m}$), see Table 1.

The comparison of the heights between the models was accomplished only with null or positive values because SRTM3's negative heights do not have physical meaning. In other words, the study was done only in continental area. This condition allowed a more homogeneous comparison between the models.

Table 1 shows that DTM2002, GLOBE, GTOPO30 and ETOPO2 have many common information. This comes directly from the logic on how they have been created. They have few points with smaller

or equal difference to 10 meters relatively to SRTM. ETOPO5 is the most discrepant of the models. This occurs due to the quality of the data source used in the construction of these models (U.S. Geological Survey, 1997; Hasting and Dunbar, 1999; NOAA, 2001; Saleh and Pavlis, 2002; Matos, 2005).

Table 2 shows the statistic results of this comparison. Root Mean Square Error (RMSE) of the comparison between DTM2002 and GLOBE, DTM2002 and GTOPO30, GLOBE and GTOPO30 is approximately 50 meters, confirming that the information source of these models is mostly the same for South America. The difference of 50 meters is within the absolute vertical accuracy of the models' data source. All of the models have the positive and negative maximum differences with high values.

Table 1 – Comparison among models for the continental area.

Dif. among models	N. of points compared	$ \Delta \leq 10$ %	$10 < \Delta \leq 20$ %	$20 < \Delta \leq 30$ %	$30 < \Delta \leq 40$ %	$40 < \Delta \leq 50$ %	$ \Delta > 50$ %
SRTM3-DTM2002	23,733,148	27.75	15.11	11.85	8.93	6.24	30.12
SRTM3-GLOBE	23,685,678	28.18	18.42	11.58	7.79	5.56	28.47
SRTM3-GTOPO30	23,676,945	23.88	16.70	11.38	8.11	6.13	33.80
SRTM3-ETOPO2	1,464,832	21.35	16.67	11.12	9.06	6.10	37.70
SRTM3-ETOPO5	232,571	12.43	10.51	9.36	7.74	6.47	53.49
DTM2002-GLOBE	23,859,872	61.44	13.71	7.38	4.62	3.05	9.81
DTM2002-GTOPO30	23,860,311	58.59	13.27	7.41	4.83	3.31	12.59
DTM2002-ETOPO2	1,499,883	41.24	15.78	9.21	6.05	4.23	23.49
DTM2002-ETOPO5	240,734	15.23	11.39	8.95	7.11	5.97	51.36
GLOBE-GTOPO30	23,891,795	75.75	6.88	3.74	2.53	1.87	9.24
GLOBE-ETOPO2	1,476,253	54.75	12.32	6.67	4.30	3.08	18.89
GLOBE-ETOPO5	234,220	14.42	11.02	9.17	7.45	6.06	51.90
GTOPO30-ETOPO2	1,475,955	52.03	12.23	6.86	4.60	3.37	20.91
GTOPO30-ETOPO5	234,263	14.61	11.18	9.31	7.56	6.09	51.24

(Δ = height difference among models, in meters)

Table 2 – Statistics of comparison among models for the continental area.

Dif. among models	Mean	RMSE	Positive Max. Dif.	Negative Max. Dif.
SRTM3-DTM2002	0.73	147.53	3,331 (2° 28', -77° 25' 30'')	-3,737 (-10° 31' 30'', -77° 18')
SRTM3-GLOBE	-1.45	149.40	3,305 (2° 28', -77° 25' 30'')	-3,886 (-10° 32' 19'', -77° 18' 30'')
SRTM3-GTOPO30	-2.63	143.61	3,305 (2° 28', -77° 25' 30'')	-4,012 (-10° 32' 30'', -77° 18' 30'')
SRTM3-ETOPO2	-1.14	182.54	3,164 (-16° 34' 40'', -67° 00'')	-3,209 (-12° 14', -72° 18')
SRTM3-ETOPO5	-6.55	284.15	2,993 (-27° 00', -65° 55')	-3,256 (-8° 45', -77° 55')
DTM2002-GLOBE	-2.09	40.30	2,386 (7° 46' 30'', -73° 00' 30'')	-2,118 (-11° 57' 30'', -74° 17' 30'')
DTM2002-GTOPO30	-3.29	50.83	2,386 (7° 46' 30'', -73° 00' 30'')	-2,021 (7° 45' 30'', -73° 00' 30'')
DTM2002-	-0.73	116.61	2,642 (-11° 58' -74° 34')	-3,100 (-1° 58', -74° 18')

ETOPO2				
DTM2002-ETOPO5	-4.25	285.05	4,897 (-11° 50', -74° 35')	-3,319 (-8° 45', -77° 55')
GLOBE-GTOPO30	-1.18	44.78	2,884 (-11° 57' 30", -74° 17' 30")	-1,897 (-15° 33', -71° 59' 30")
GLOBE-ETOPO2	0.45	103.14	2,387 (-11° 58', -74° 34')	-2,776 (-11° 58', -74° 18')
GLOBE-ETOPO5	-4.73	283.10	4,853 (-11° 50', -74° 35')	-3,345 (-8° 45', -77° 55')
GTOPO30-ETOPO2	1.63	107.63	2,746 (-11° 58', -74° 34')	-2,776 (-11° 58', -74° 18')
GTOPO30-ETOPO5	-3.50	281.29	4,885 (-11° 50', -74° 35')	-3,345 (-8° 45', -77° 55')

HISTORICAL DEVELOPMENT OF THE WORK IN SOUTH AMERICA

At the beginning of the 90's, Surveying and Geodesy Laboratory of the University of São Paulo (LTG/EPUSP) started collaboration with Geophysical Exploration Technology (GETECH), at that time with the Leeds University, through the South American Gravity Project (SAGP). The aim of the project was to obtain public and private gravimetric information of South America, for geophysical applications (Green; Fairhead, 1991). LTG, together with Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE), obtained gravimetric and altimetric data of Brazil and South America through cooperation agreements with other institutes, mostly militaries of South America. Thus, it was possible to obtain topographical data through digitization of 1:100,000 and 1:50,000 maps for the establishment of a DTM more representative for South America. Until the 20th century, the global DTM used information obtained from 1:1,000,000 maps, the majority of the studied region. SAM model started to be built in 2000, with the information in the continental part obtained during the 90's. The version 1.0 of GLOBE model was used where SAM did not get elevation information at that time.

In the year of 2001, through an agreement with the Brazilian navy, LTG obtained 111 nautical maps in digital form and 20 files with bathymetric data of the project LEPLAC; this means that an effort towards the acquisition of bathymetric information for SAM was started. At the end of the year 2002, LTG initiated the process for digitizing 31 Boarding Maps (the graphic representation of the hydrographic survey). Another 7 files of maps digitized at EPUSP's Hydraulic Department were also added. In 2004, 26 nautical maps of the Argentine coast were also included after digitizing.

In 2003, SRTM3's information on elevation became available. At this moment, LTG decided to create three models to evaluate the information obtained during the last ten years, for the study area:

- SAM_30s: this model consists of SRTM3 information with spacing of the grid collected every 30". For the continental and the oceanic areas, where no information was available, DTM2002 has been used. SAM_30s has the original height of the point, not the mean value for the area.
- SAM_1mv1: this model was generated in the same way as the previous model, except that the spacing of the grid was changed to 1'.
- SAM_1mv2: this model uses the maps digitized in the continental and oceanic areas of South America. In the areas where no maps were available, the model is the same as the previous one (Figure 1).

The choice of 1' for the grid in South America model is due to the following reasons: 1) it was the resolution conceived originally as a consequence of the scale of the maps and of digitizing interval; 2) the grid of 3" of SRTM3 produces an excessive quantity of information. Thus, the applications with that resolution in continental dimension need to foresee the subdivision in smaller areas with independent processing. The grid of 30" is due to the fact that some global models have this resolution. The first point facilitates the comparison with SRTM3.

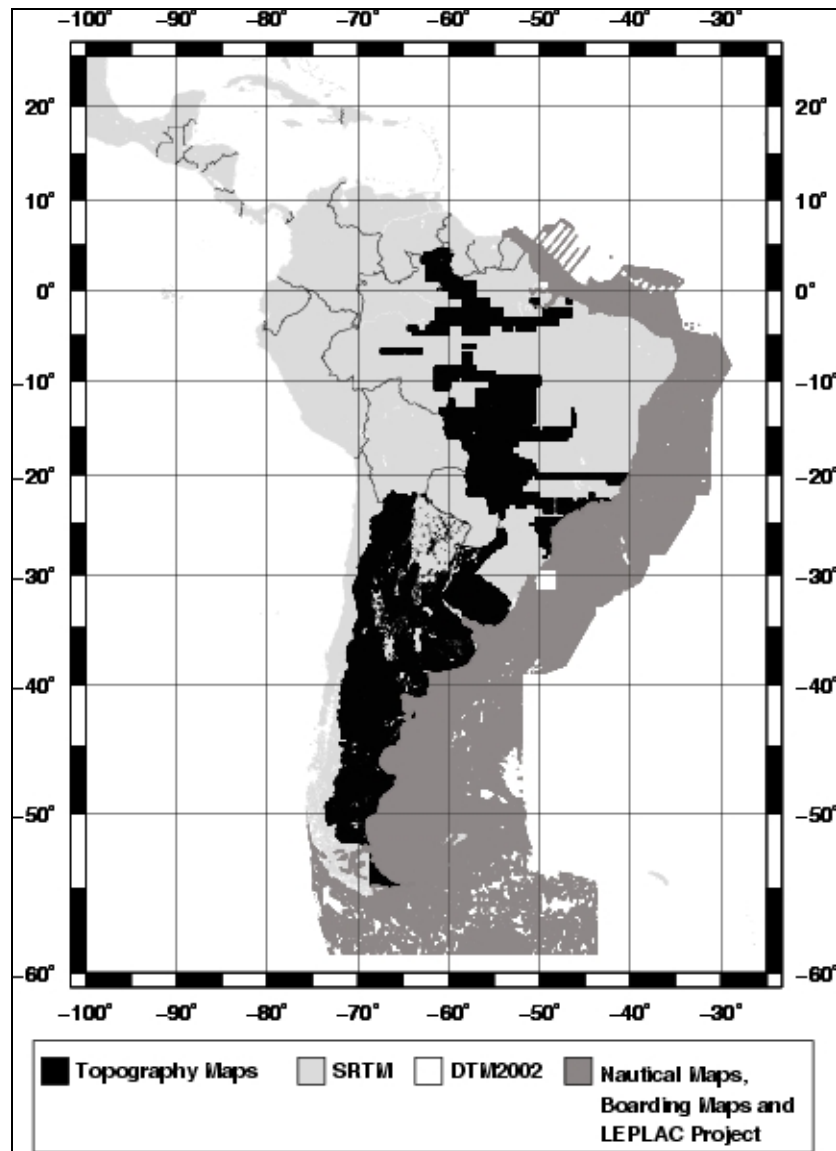


Figura 1. Areas of digitalized maps for SAM_1mv2.

MAPS DIGITIZED FOR THE CONTINENTAL AREA

Topographic maps of Brazil were digitized: by GETECH for the Northern region; by IBGE for the center-west and northeast regions and by Petrobras for the southeast and south parts. The maps had two different cartographic reference systems, Córrego Alegre and SAD69. So, the coordinates were transformed from the original reference system to the WGS-84.

The digitizing grid spacing was 1' and 2', according to the map scale. The data digitized in 2' passed by two interpolation processes: the first one transformed them into a grid of 1' and the second resampled the grid for the model SAM_1mv2. The method of interpolation was the nearest neighborhood algorithm assigning an average value to each node that has one or more points within a radius centered on the node (Wessel and Smith, 1991). This method allows the removing of interpolation errors with the data situated in the border of the file.

Servicio Geográfico Militar (SGM) of Uruguay carried out an effort to obtain a DTM for the country using topographic maps. The coordinates are referred to the so called geodetic system Rouusams (International Ellipsoid of Hayford 1930). The horizontal coordinates, after digitizing, were transformed into WGS-84. The spacing of the grid was originally 1'. These data were resampled for SAM_1mv2' grid by nearest neighborhood algorithm too. Argentina area used information derived

from topographic maps of 1:250,000 produced by Military Geographic Institute (IGM). The data was resampled for 1' using the nearest neighborhood algorithm. For the other countries of South America SRTM3 data were used directly.

Comparisons

SAM_1mv2 (only maps digitized area) was compared with the models SRTM3, DTM2002, GLOBE, GTOPO30, ETOPO2 and ETOPO5. The differences in elevation between the SAM_1mv2 with six other models were grouped in classes of 10 meters (Table 3). Tables 3 and 4 and Figures 2 and 3 show the comparisons of the regions where data of topographic maps are available (Brazil, Argentina and Uruguay). SRTM3 presents more height values similar to SAM_1mv2 than the others (Table 3). Figure 2 shows the histograms of the differences between SAM_1mv2 and SRTM3 for Brazil, Argentina and Uruguay. Most of the discrepancies occur in Argentina and are due to a strong variation in height (Andes) and the aliasing effect of the resample process of the data. Moreover, the data were derived from 1:250,000, with 100 meters spacing of the level curves, therefore without great topographical accuracy. Figure 2 shows that the histograms are skewed: negatively for Brazil and Uruguay, and positively for Argentina. The kurtoses of the three curves are positive therefore they are leptokurtic (Table 5).

Table 3 - Comparison among SAM_1mv2 with global models for the continental area.

Dif. Between models	N. of points compared	$ \Delta \leq 10$ %	$10 < \Delta \leq 20$ %	$20 < \Delta \leq 30$ %	$30 < \Delta \leq 40$ %	$40 < \Delta \leq 50$ %	$ \Delta > 50$ %
SAM_1mv2-SRTM3	1,207,619	38.64	19.64	12.32	8.01	5.33	16.06
SAM_1mv2-DTM2002	1,215,608	27.72	14.72	10.55	8.29	6.79	31.93
SAM_1mv2-GLOBE	1,214,838	26.27	15.79	10.91	8.36	6.79	31.87
SAM_1mv2-GTOPO30	1,215,482	24.84	15.33	10.52	8.22	6.84	34.25
SAM_1mv2-ETOP02	302,842	22.57	14.24	10.15	8.03	6.75	38.25
SAM_1mv2-ETOP05	47,717	12.82	10.68	9.04	7.95	6.19	53.31

(Δ = height difference among models, in meters)

Table 4 - Comparison among SAM_1mv2 with global models for the continental area.

Dif. Between models	Mean	RMSE	Positive Max. Dif.	Negative Max. Dif.
SAM_1mv2-SRTM3	3.10	61.14	2,633 (-37° 8', -67° 56')	-1,565 (-33° 21', -69° 46')
SAM_1mv2-DTM2002	7.78	96.44	2,613 (-37° 8', -67° 56')	-2,138 (-47° 37', -72° 18')
SAM_1mv2-GLOBE	7.30	99.87	2,644 (-37° 8', -67° 56')	-2,085 (-49° 17', -73° 17')
SAM_1mv2-GTOPO30	6.96	105.23	2,645 (-37° 8', -67° 56')	-2,108 (-49° 17', -73° 17')
SAM_1mv2-ETOP02	12.93	137.07	2,638 (-37° 8', -67° 56')	-1,894 (-49° 18', -73° 18')
SAM_1mv2-ETOP05	44.55	262.26	2,975 (-27° 10', -66° 5')	-2,328 (-28° 50', -68° 5')

Table 5 – Statistic of the three countries.

	Mean (m)	RMS E (m)	Pos. max. Dif. (m)	Neg. max. Dif. (m)	Skewes s	Kurtosis	N. of points
Brazil	-0.80	37.09	495	-918	-0.81	14.60 (Leptokurtic)	674,167
Argentina	9.09	87.04	2,633	-1,565	6.83	113.67 (Leptokurtic)	472,198
Uruguay	-0.02	12.08	83	-127	-0.38	5.70 (Leptokurtic)	61,254

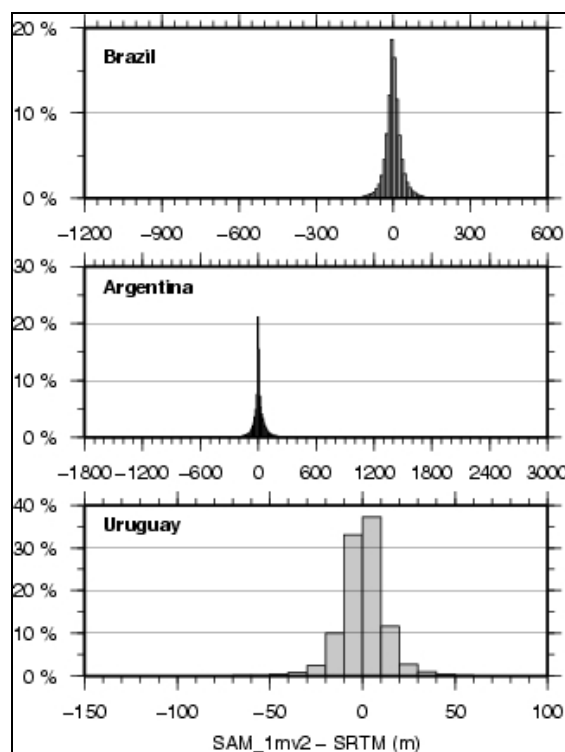
**Figure 2 Histogram of heights differences between SAM 1mv2 and SRTM3.**

Figure 3 is similar to Figure 2, with the study interval limited to -50 to +50 m. Uruguay is the country that presents the biggest consistency between models with the highest frequency in interval of -10 to +10 m: the country has a smooth topography. Brazil and Argentina histograms show that the first has percentages smaller than the second, near zero. In the Andean region, Argentina presents large discrepancies between models; for the rest of the country the topography is smooth with the possibility of a larger consistency. Brazil does not have mountains as high as Andes, but there are topographical irregularities in several regions of the country. These facts explain the behavior of the histograms.

Table 4 shows that the mean and RMSE in the comparison SAM_1mv2 with SRTM3 are smaller than the other models. It is important to note that the positive maximum difference for the five first comparisons occurs at the same coordinates. To determine which of the models is closer to the real it is necessary to search for these points in the original topographical map that generated this information.

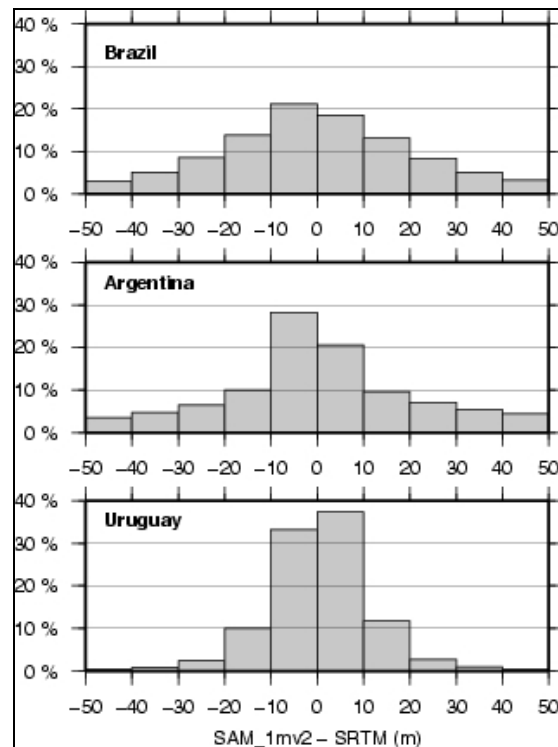


Fig. 3 - Histogram of heights differences between SAM_1mv2 and SRTM3 in interval of -50 to +50 meters.

EVALUATION OF GLOBAL MODELS USING BENCH MARKS

The classical levelling network in Brazil (Figure 4) and Argentina (Figure 5), as a source extremely precise, was used for the validation of SRTM3, SAM_30s, SAM_1mv1 and SAM_1mv2. The majority longitudes and latitudes of the Bench Marks (BM) were derived from maps on 1:50,000, 1:100,000 and 1:250.000 scales, so that the accuracy of the position is compatible with the maps. An error of 50m in horizontal position can be expected. The precision of the spirit leveling network is less than 10 cm. The method of interpolation can introduce an error on the order of meters.

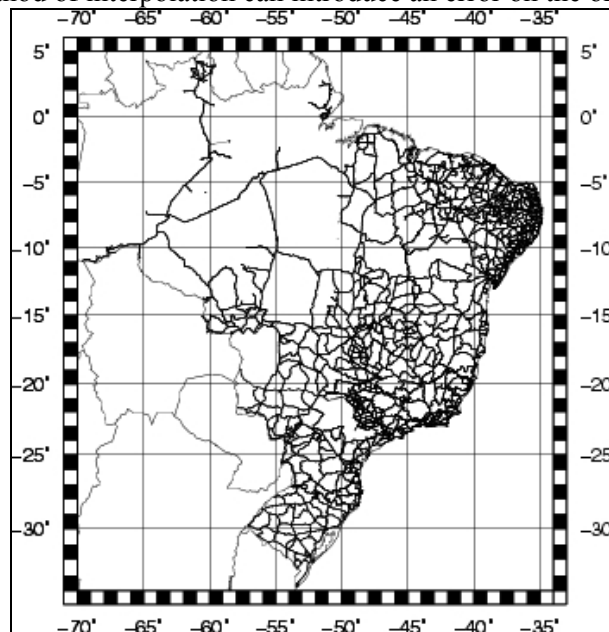


Figure 4 - Distribution of the BMs over Brazil.

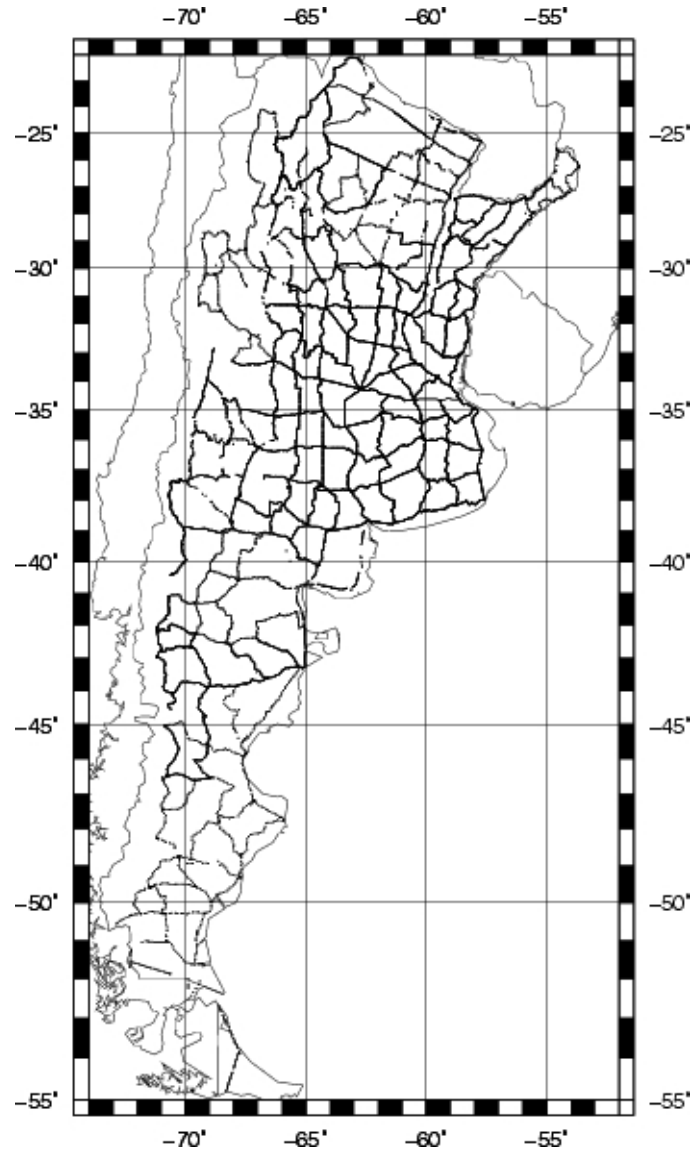


Figure 5. Distribution of the BMs over Argentina.

In order to estimate the height of the BM from the grid, bilinear interpolation was used for SRTM3 and the bicubic one for the others. SRTM3 presents many points with no information and for this reason the bilinear interpolation estimates the height in more BM points than the bicubic. The reason is that the bicubic method needs a neighbourhood complete in terms of points (Matos, 2005). The horizontal coordinates of the BM in Brazil were originally in SAD69, subsequently transformed into WGS84; in Argentina the coordinates of the BM are truncated to minutes and the Campo Inchauspe reference was maintained. There are available 62,030 BMs in Brazil and 13,723 in Argentina. The comparison of the height was restricted to intervals of 10m up to 50m. Tables 6 and 7 show comparison of heights of the Brazilian and Argentine BM with SRTM3 and the three SAM models, respectively.

Table 6 (for Brazil) shows that SRTM3 has a more precise data, that is, a greater quantity of points with an error minor than 10m. Table 7 (for Argentina) shows a similar quantity of points for all models. The models have the same quality of data but they show the influence of the spacing of the grid in the result.

Concerning SAM_1mv2 model, the percentages of the differences (Table 6 and 7) show that this model is a slightly less consistent with BMs than the three others. This can be a result of the interpolation process and the accuracy of maps in different scales.

Table 6. Comparison of the Brazilian BM values with the estimated ones by SRTM3 and three models SAM.

Models	N. of points compared	$ \Delta \leq 10$ %	$10 < \Delta \leq 20$ %	$20 < \Delta \leq 30$ %	$30 < \Delta \leq 40$ %	$40 < \Delta \leq 50$ %	$ \Delta > 50$ %
SRTM3	61,860	70.57	14.94	5.72	2.95	1.74	4.08
SAM_30s	62,030	60.21	19.33	8.11	4.26	2.46	5.62
SAM_1mv1	62,030	50.14	22.03	10.45	5.86	3.40	8.13
SAM_1mv2	62,030	46.05	22.02	10.52	6.77	3.98	9.67

(Δ = difference between estimated and true height of the BM, in meters)

Table 7. Comparison of the Argentine BM values with the estimated ones by SRTM3 and three models SAM.

Models	N. of points compared	$ \Delta \leq 10$ %	$10 < \Delta \leq 20$ %	$20 < \Delta \leq 30$ %	$30 < \Delta \leq 40$ %	$40 < \Delta \leq 50$ %	$ \Delta > 50$ %
SRTM3	13,703	75.31	9.33	4.13	2.15	1.42	7.66
SAM_30s	13,723	74.50	9.55	4.44	2.32	1.65	7.54
SAM_1mv1	13,723	73.23	10.40	4.50	2.58	1.59	7.70
SAM_1mv2	13,723	69.23	10.14	5.06	2.78	1.82	10.95

(Δ = difference between estimated and true height of the BM, in meters)

APPLICATIONS IN GEODESY AND GEOPHYSICS

Terrain Correction

The gravitational effect of the topographical masses, located above geoid, needs to be considered in some applications of physical geodesy, as in the calculation of the anomalies of the gravity and the geoid undulation. The geoid determination through gravimetry data involves the solution of the Geodetic Boundary Value Problem and assumes two conditions (Heiskanen and Moritz, 1967; Gemaël, 1999):

1. the gravity measurements have to be made on the geoid itself; and
2. no masses exist outside the geoid.

The first requirement can be accomplished by the use of free air correction to reduce the observed value of gravity to the geoid. The second requirement involves the mathematical ‘removal’ of the topographic masses followed by their condensation onto the geoid. This can be achieved through Helmert’s second method of condensation (Lambert, 1930), whereby the masses are removed (Bouguer plateau) and subsequently restored as a surface layer of specified density on the geoid. The Bouguer plateau has a constant thickness equivalent to the station height, and the removal of the plate involves the masses above the plate that are not considered in the correction and masses below the plate considered incorrectly. This problem is solved with the addition of one component known as the Terrain Correction (TC) (Hammer, 1939).

Hayford and Bowie (1912) were the first researchers to study the need to use a correction for the gravitational attraction resulted of the terrain undulations around the station. Bullard (1936) used the terrain correction and a correction term for the curvature of the plateau. For this first time, Cassini et al. (1937) used tables up to the distance of 166.735 km (1.5°) from the station. Hammer (1939) modified the system considered by Hayford and Bowie (1912) and a higher precision was obtained for distances greater than 22 km of the station. This method was applied in gravity field research.

The Hammer method (1939) for the TC considers the area around the station divided into zones and compartments chart, though a cylindrical model. The height difference between the computation point

and each compartment is estimated. The classic formula for TC is given by (Heiskanen and Moritz, 1967):

$$c(x_p, y_p) = \frac{G\rho R^2}{2} \iint_E \frac{[h(x, y) - h(x_p, y_p)]^2}{l^3(x_p - x, y_p - y)} dx dy \quad (1)$$

where

G is Newton gravitation constant;

ρ is the density of the topographic masses assumed constant and equal to 2.67 g cm^{-3} ;

R is the radius of a sphere approximating the global geoid;

(x, y) are the coordinates of the DTM grid;

(x_p, y_p) are the coordinates of the computation point;

h is the height of the point above of the mean sea level;

E denotes the area of integration on the surface;

$l(x_p - x, y_p - y)$ is a kernel defined as the distance between the points (x_p, y_p) and (x, y) :

$$l(x_p - x, y_p - y) = [(x_p - x)^2 + (y_p - y)^2]^{1/2} \quad (2)$$

The TC in Equation 1 is identical to that used by Hammer method (1939). However, the process of calculating the TC in each compartment for each gravity station from topographic maps and Hammer chart is extremely time consuming and it is also subject to human error. A faster alternative to compute this correction, applicable to Equation 1, as it is a convolution integral, together with a DTM regular grid, is the Fast Fourier Transform (2D-FFT):

$$F\{a * b\} = F\{a\}F\{b\} \quad (3)$$

where $a * b$ is called convolution of the functions a and b , and $F\{a\}$ and $F\{b\}$ are Fourier Transform of a and b , respectively (Spiegel, 1977). The Equation 3 is applied to Equation 1, where the function a is the term $[h(x, y) - h(x_p, y_p)]^2$ and function b corresponds to $l^3(x_p - x, y_p - y)$. The details of the development of convolution integral are given in Schwarz et al. (1990). Sideris (1985) and Li and Sideris (1994) use this method, the program called TC2DFTPL, and it was applied in the South America using SAM 1mvl model and result in the values of Figure 6 in grayscale.

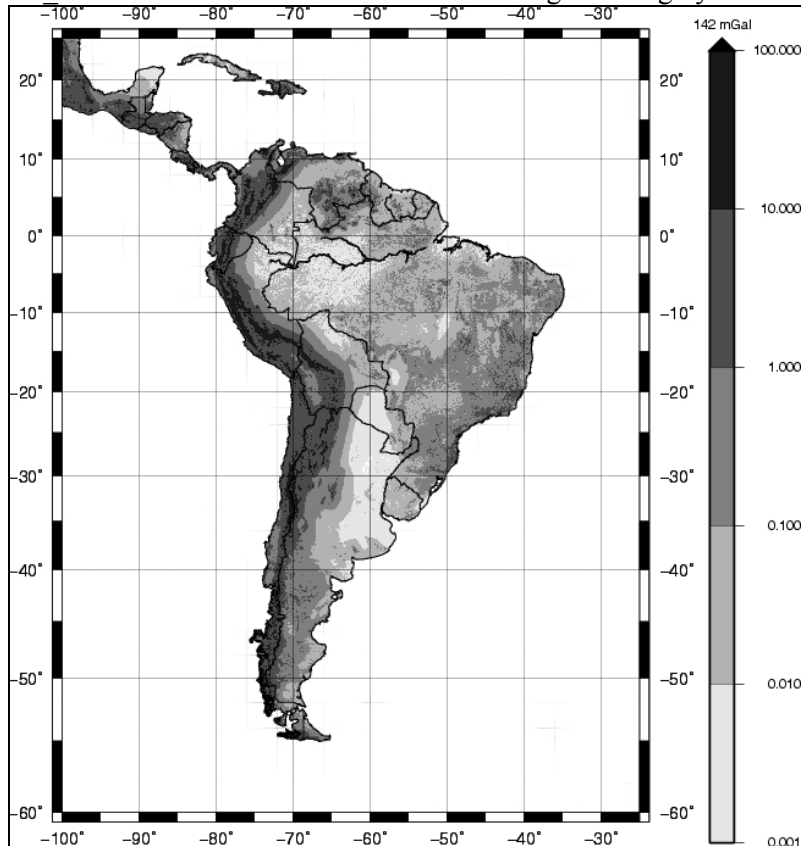


Figure 6. Terrain Correction for South America computed with SAM_1mv1.

TC calculation for South America considered mass-prism topographic model (Li and Sideris, 1994). For this paper integration radius of 166 km was used, due to the Andes region. For heights lower than 2,500 meters it is possible to compute TC with a radius of 50 km due to smaller values (Kirby and Featherstone, 1999). The maximum correction is 142mGal (latitude= -12.2667° and longitude= -72.0333°) and the mean value is 0.4mGal for South America. Figure 6 shows the TC distribution in South America when using SAM_1mv1. The program TC2DFTPL doesn't produce better results in terms of accuracy than MDTs with higher resolution as presented in (Matos, 2005) and (Kirby and Featherstone, 1999).

Indirect Effect

The gravimetric reduction of the external masses into geoid due to the second method of Helmert's condensation of the topography gives origin to the indirect effect on the geoid undulation. As a consequence, this effect generates a "fictitious geoid". Thus, the geoid height value derived from the Stokes formula represents the separation between the reference ellipsoid and a fictitious one, called co-geoid (Gemaël, 1999). The separation between geoid e co-geoid (N_{ind}) is computed by the Bruns formula (Heiskanen and Moritz, 1967; Martinec and Vanicek, 1994):

$$N_{ind} = \frac{\delta W}{\gamma} \quad (4)$$

where δW is the residual gravity potential and γ is the gravity acceleration of normal Earth over the ellipsoid.

The residual potential δW depends on the gravimetric reductions used. For each gravimetric reduction corresponds a different co-geoid. The geoid heights is finally computed by

$$N = N^c + N_{ind} \quad (5)$$

where N^c is the co-geoid height.

In this paper, the calculation of the indirect effect on the geoid heights due to Helmert condensation used the following formula (Wichiencharoen, 1982):

$$N_{ind} = N_{ind0} + N_{ind1} + N_{ind2} \quad (6)$$

where

$$N_{ind0} = -\frac{\pi G \bar{\rho} H n_{(p)}^2}{\gamma} \quad (7)$$

$$N_{ind1} = \frac{G \bar{\rho}}{\gamma} \left[\iint_E \frac{Hn - Hn_{(p)}}{l_0} dx dy - \iint_E \frac{Hn - Hn_{(p)}}{\sqrt{x^2 + y^2}} dx dy \right] \quad (8)$$

$$N_{ind2} = -\frac{G \bar{\rho}}{6\gamma} \left[\iint_E \frac{Hn^3 - Hn_{(p)}^3}{l_0^3} dx dy - \frac{\pi G \bar{\rho} H m^2}{2\gamma} \iint_E \frac{Hn - Hn_{(p)}}{l_0^3} dx dy \right] \quad (9)$$

and

$$l_0 = \sqrt{x^2 + y^2 + Hm^2} \quad (10)$$

where $\bar{\rho}$ is the mean density; $Hn_{(p)}$, Hn are the heights of the points of calculation and movable, respectively; Hm is the mean height of the computation area.

The term N_{ind0} (Equation 7) is the regular part and $N_{ind1} + N_{ind2}$ (Equations 8 and 9) is the irregular part of the Equation 6. The regular part doesn't need to consider the irregularity of the topography; the irregular part considers the mass above and inexistence of mass below the station.

The integrals had been calculated by FFT technique and the DTM used was SAM_1mv1. The Figure 7, also in grayscale, shows the indirect effect distribution in South America. The maximum and

minimum values are 0,3m (latitude= -20.4667° and longitude= -28.85°) and -1.9m (latitude= -27.15° and longitude= -68.55°). The mean value is -0.07m for South America.

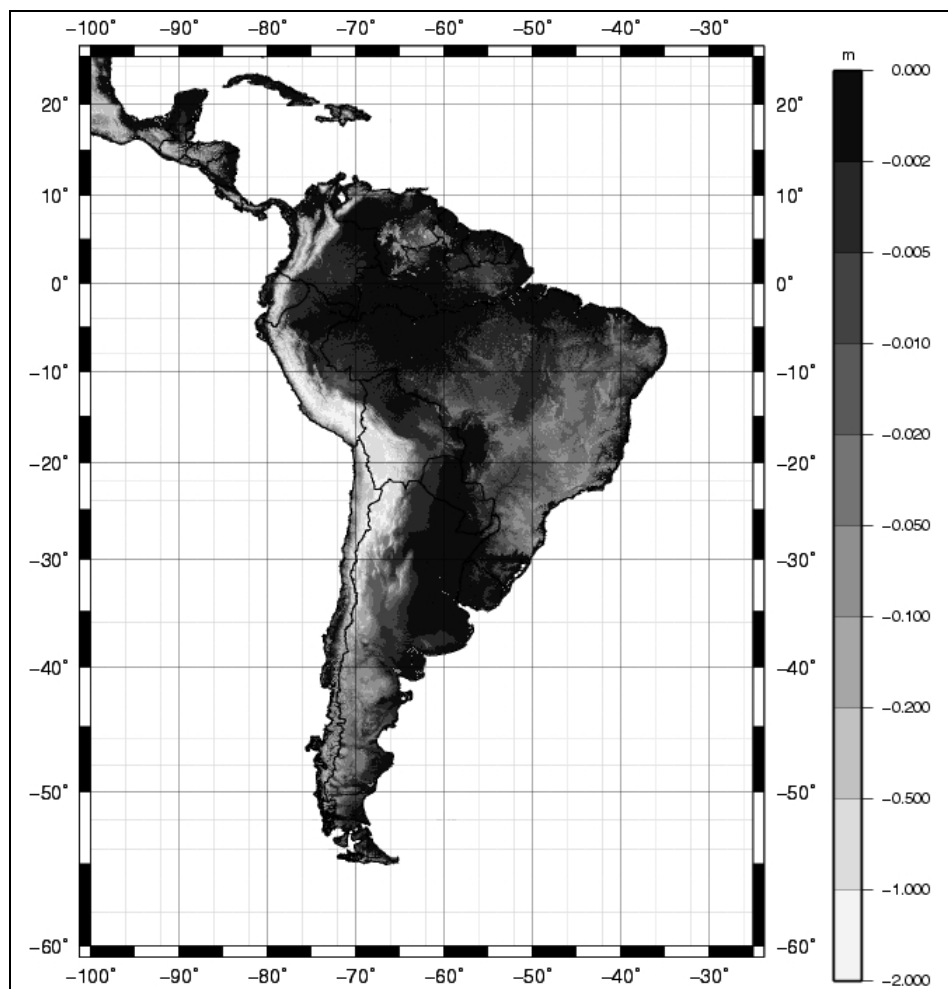


Figure 7. Indirect Effect for South America computed with SAM_1mv1.

Evaluation of the highest Andean peaks

For the evaluation of these two important applications (Terrain Correction and Indirect Effect), the coordinates of the highest Andean peaks were used. The Figure 8 shows the position of these peaks with the coordinates at Table 8. The points have been obtained choosing the highest values at SRTM grid with the respective coordinates. The column 6 shows the heights of SAM_1mv1 at the same coordinates. The last two columns present the Terrain Correction and Indirect Effect. When the gradient around the peak is big, the TC value is high (e.g. Aconcagua and Chimborazo). The error in the geoid heights at Andes region can read the order of 2 meters (absolute) if the Indirect Effect is neglected, e.g., at Bonete peak the corrections is -1.86m.

Table 8. Andean peaks

Peak	Country	Quadrícula	Φ_G, λ_G (°, °)	Altitude (m)	Altitude SAM_1mv1 (m)	Terrain correction (mGal)	Indirect effect (m)
Tupungato	Argentina- Chile	S34W070	-33.3583333, -69.7700000	6563	6301	85.94	-0.96
Aconcagua	Argentina	S33W071	-32.6533333, -70.0108333	6928	6477	103.15	-1.27

Bonete	Argentina	S28W069	-27.1091667, -68.5408333	6868	6477	29.06	-1.86
Llullailaco	Argentina- Chile	S25W069	-24.7200000, -68.5366667	6731	6481	67.21	-1.60
Lincancábur	Bolívia- Chile	S23W068	-22.2641667, -67.1866667	5999	5778	24.15	-1.49
Sajama	Bolívia	S19W069	-18.1083333, -68.8833333	6549	6121	56.88	-1.42
Illimani	Bolívia	S17W068	-16.6533333, -67.7858333	6353	5084	34.51	-1.21
Illampu	Bolívia	S16W069	-15.8541667, -68.5416667	6406	5898	45.87	-1.51
Misti	Peru	S17W072	-16.1941667, -71.5316667	6056	5737	58.79	-1.24
Coropuna	Peru	S16W073	-15.5458333, -72.6608333	6403	6282	53.76	-1.35
Yerupaja	Peru	S11W077	-10.3050000, -76.8950000	5980	4848	13.14	-1.31
Huascarán	Peru	S10W078	-9.1175000, -77.6033333	6685	6122	77.61	-1.15
Sangay	Equador	S03W079	-2.0050000, -78.3408333	5283	3873	57.02	-0.69
Chimborazo	Equador	S02W079	-1.4691667, -78.8175000	6259	6165	117.10	-0.68
Cotopaxi	Equador	S01W079	-0.6808333, -78.4383333	5869	5221	51.95	-0.96
Cayambe	Equador	N00W078	0.0250000, - 77.9891667	5778	5918	107.53	-0.69
Huila	Colômbia	N02W077	2.9241667, - 76.0291667	5375	4867	54.70	-0.78
Tolima	Colômbia	N04W076	4.8916667, - 75.3233333	5283	5097	49.86	-1.03
Cristóbal Colón	Colômbia	N10W074	10.8391667, -73.6858333	5686	5232	72.15	-1.12

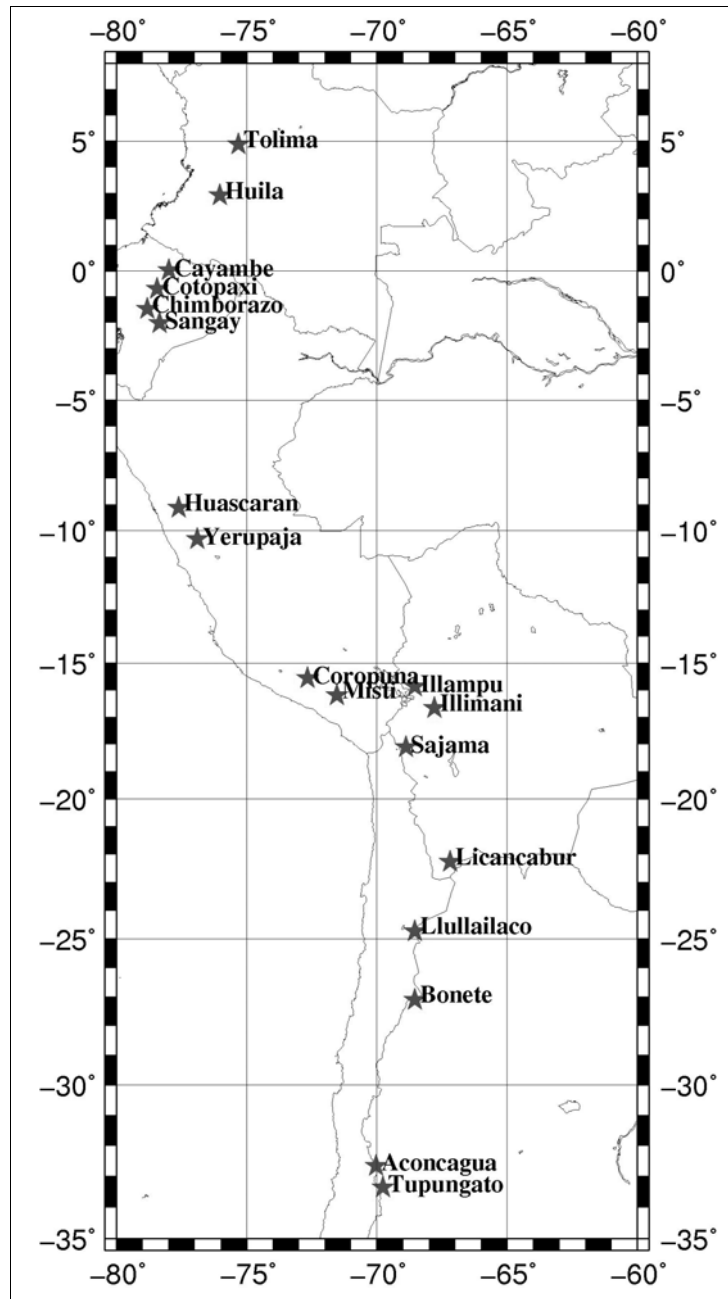


Figure 8. Andean peaks

CONCLUSION

ETOPO5, ETOPO2, GTOPO30, GLOBE, DTM2002 models present, in comparison with common points of the SRTM3, a high percentage of values with difference higher than 50 m (Tables 1 and 2), showing a inconsistency between them. SRTM3 performs better than the other five models when data from digitized map are used for comparison (Tables 3 and 4). Nevertheless, SRTM has areas without information where the other models may be used to complete or it is possible to interpolate. However, it will involve a loss of quality in these regions, but the resolution of 3'' will be always an advantage of SRTM3. The comparison of the model with heights in BMs shows differences compatible with the precision specified for the model. The differences greater than 50 m (Tables 6 and 7) are due whether to the uncertainty in BM coordinates or the quality of the model. The BMs horizontal coordinates have to be checked. This paper shows the results related of terrain correction and indirect effect for the model SAM_1mv1. The TC2DFTPL program provides results with higher values than expected in

some regions of high height variations (e.g., Andes) in models with 30" grid, in particular the SAM_30s, because it has more details of the topography. In general, the models DTM2002, GLOBE and GTOPO30 showed results similar to ETOPO2. This is because they use the same sources of information, mostly maps obtained on the scale of 1:1,000,000, presenting results not better than the SAM's. The indirect effect is not influenced by the topographic structure as much as TC, so the results are similar among the models (Matos, 2005).

The SAM_1mv1 for South America on a 1' (~2km) grid has enabled to the computation of gravimetric terrain correction allowing the computation of complete Bouguer anomalies across the continent. This was done through a two-dimensional FFT algorithm applied to a planar approximation of the terrain-correction formula, and, with a constant topographic density of 2670 kg.m^{-3} . The integration radius was 166 km. This program shows good results for the 1' grid terrain model. The other important application is the indirect effect; the program employed the planar approximation of the geoid and assumed a constant density of all the topographical masses.

Acknowledgements

The authors acknowledge IBGE, the *Instituto Geográfico Militar* (IGM) of Argentina, Dr. Maria Cristina Pacino of the *Universidad Nacional de Rosario*, the Engineer Federico Mayer of Servicio de Hidrografía Naval for supplying the Argentina nautical maps.

The authors acknowledge also to the Navy Hydrograph Center by the receptivity, orientation and the supply of the Boarding Maps, nautical maps and data of the LEPLAC project.

Finally, our gratefulness to GETECH of the Leeds University, especially Dr. J. Derek Fairhead and Graham Gifford.

REFERENCES

- Blitzkow, D., A.C.O.C. Matos, J.P. Cintra, 2007. SRTM Evaluation in Brazil and Argentina with Emphasis on the Amazon Region. Dynamic Planet - Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools. Conference of the International Association of Geodesy 22-26 August 2005, Cairns, Australia. Series: International Association of Geodesy Symposia, Vol. 130.
- Rizos, Chris; Tregoning, Paul (Eds.), Springer, cap 40, pp 266-271.
- Bullard, E. C. Gravity measurements in East Africa. Philosophical Transactions of the Royal Society, v. 235, p. 445–534, 1936.
- Cassini, G.; Dor, P.; Ballarin, S., 1937. Tovole fondamentali per la riduzione dei osservati della gravita. [S.I.]: Pubblicazione dell' Istituto di Geodesia.
- Gemael, C. , 1999. Geodésia física. [S.I.]: UFPR.
- Green, and Fairhead, 1991. The South American Gravity Project. In: Recent Geodetic and Gravimetric Research in Latin America. Edited by W. Torge. Springer-Verlag. Berlin.
- Hasting, D.A., and P.K. Dunbar, 1999. Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Documentation, Volume 1.0. Key to Geophysical Records Documentation (KGRD) 34. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80303, U.S.A.
- Hammer, S., 1939. Terrain corrections for gravimeter stations. Geophysics, v. 4, p. 184 -194.
- Hayford, J. F.; Bowie, W., 1912. The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. [S.I.]: U.S. Coast and Geodetic Survey Special Publication, n. 10.
- Heiskanen, W. A.; Moritz, H., 1967. Physical geodesy. San Francisco: Freeman and Co..
- Hensley, S., R. Munjy, P. Rosen, 2001. Interferometric synthetic aperture radar. In: Maune, D. F. (Ed.). Digital elevation model technologies applications: the DEM users manual. Bethesda, Maryland: ASPRS (The Imaging & Geospatial Information Society), cap. 6, pp. 142–206.
- Hutchinson, M.F., 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. Journal of Hydrology, 106, pp. 211–232.
- JPL, 2004. SRTM – The Mission to Map the World. Jet Propulsion Laboratory, California Inst. of Techn., Available online at: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/index.html>.
- Johnson, C.P., P.A.M. Berry, and R.D. Hilton, 2001. Report on ACE generation, Leicester, UK. Available online at: http://www.cse.dmu.ac.uk/geomatics/ace/ACE_report.pdf.

- Kirby, J. F.; Featherstone, W. E., 1930. Terrain correcting australian gravity observations using the national digital elevation model and the fast fourier transform. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 46, p. 555–562, 1999.
- Lambert, W. D. The reduction of observed values of gravity to sea level. *Bulletin Géodésique*, v. 26, p. 107–181.
- Lemoine, F.G., N.K. Pavlis, S.C. Kenyon, R.H. Rapp, E.C. Pavlis, and B.F. Chao, 1998a. New high-resolution model developed for Earth's gravitational field, *EOS, Transactions, AGU*, 79, 9, March 3, No 113, 117–118.
- Lemoine, F.G., S.C. Kenyon, J.K. Factor, R.G. Trimmer, N.K. Pavlis, D.S. Chinn, C.M. Cox, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, M.H. Torrence, Y.M. Wang, R.G. Williamson, E.C. Pavlis, R.H. Rapp and T.R. Olson, 1998b. The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96, NASA/TP-1998-206861. National Aeronautics and Space Administration, Maryland, USA.
- Li, Y.C., Sideris, M., 1994. Improved gravimetric terrain correction. *Geophysical Journal International* 119, 740–752.
- Martinec, Z.; Vanicek, P., 1994. The indirect effect of topography in the stokes-helmert technique for a spherical approximation of the geoid. *Manuscripta Geodaetica*, v. 19, p. 213–219.
- Matos, A.C.O.C., 2005. Implementação de modelos digitais de terreno para aplicações na área de Geodésia e Geofísica na América do Sul. PhD thesis - Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 355 p. Available online at: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/3/3138/tde-10102005-104155>.
- Matos, A.C.O.C., D. Blitzkow, 2005. Geração e Avaliação do Modelo Digital de Terreno SAM na Região Costeira do Oceano Atlântico Sul. In: XXII Congresso Brasileiro de Cartografia, Macaé.
- NOAA (1988). Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, CO.. Available online at: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.html>.
- NOAA, 2001. 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2). NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, CO. Available online at: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>.
- Saleh, J., and N.K. Pavlis, 2002. The development and evaluation of the global digital terrain model DTM2002, 3rd Meeting of the International Gravity and Geoid Commission, Thessaloniki, Greece.
- Schwarz, K.P.; Sideris, M. G.; Forsberg, R., 1990. The use of fft techniques in physical geodesy. *Geophysical Journal International*, v. 100, p. 485–514.
- Sideris, M. G., 1985. A fast fourier transform method of computing terrain corrections. *Manuscripta Geodaetica*, v. 10, p. 66–73.
- U.S. Geological Survey, 1997. GTOPO30 Global 30 Arc Second Elevation Data Set. Available online at: <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>.
- Wichiencharoen, C., 1982. The indirect effects on the computation of geoid undulations. [S.l.]: The Ohio State University, Department of Geodetic Science and Surveying (Report no. 336).
- Wessel, P., W. H. F Smith, 1991. Free software helps map and display data. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, v. 72, n. 41, p. 441, 445–446.

LOCALIZACIÓN DE HIPOCENTROS Y DETERMINACIÓN DE SU MAGNITUD EN TIERRA DEL FUEGO Y ZONAS ALEDAÑAS

Buffoni Carolina, Nora C. Sabbione, Gerardo Connon y José L. Ormaechea

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de la Plata (UNLP)

² CONICET

³ Estación Astronómica Río Grande (EARG), Tierra del Fuego.

* cbuffoni@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

Nuevos hipocentros de sismos de baja a mediana magnitud han sido calculados con el fin de estudiar la sismicidad en la Isla de Tierra del Fuego y zonas aledañas. La región presenta un complejo escenario tectónico: la isla es atravesada por una falla transformante conocida como Falla de Magallanes-Fagnano la cual divide a Tierra del Fuego en dos bloques continentales. Esta falla constituye el mayor segmento continental del borde de las placas de Scotia y Sudamericana. La isla tiene una importante historia sismológica que incluye un evento de carácter destructivo ocurrido en diciembre de 1949 el cual alcanzó una magnitud de 7.8 en la escala de Richter. De un análisis de sismicidad histórica, se conocen reportes de sismos en los años 1929, 1930, 1944, 1949 y 1970. En el presente trabajo se ha realizado la localización de los hipocentros y el análisis de los errores en la determinación. A tal efecto se analizaron los registros de 5 estaciones sismológicas para el período enero 2007 – diciembre 2007. Más de 180 sismos fueron localizados y algunos de ellos comparados con los cinco eventos registrados por el NEIC (National Earthquake Information Center) y el ISC (Internacional Seismological Centre) para el mismo período. El cálculo de magnitud fue realizado a partir de la amplitud del primer arribo. La mayoría de los sismos tienen un valor de magnitud mb que se concentra entre 2 y 4 grados. Con respecto a la profundidad hipocentral, más del 50% de los eventos localizados tienen profundidades en los primeros 10 km. El mapa de sismicidad obtenido muestra una distribución de sismos sobre y en las cercanías de la falla Magallanes-Fagnano, una concentración de epicentros en el área de la Cordillera de Darwin y en los alrededores de la placa de Scotia, manifestando indicios de una correlación con el ambiente geotectónico del área de estudio.

Palabras claves: Tierra del Fuego, sistema transformante Magallanes-Fagnano, localización de sismos, magnitud mb, sismicidad.

ABSTRACT

New hypocentre locations of earthquakes with low to medium magnitude have been calculated in order to study Tierra del Fuego seismicity. The region has a complex tectonic setting: the island is crossed by a transforming fault named Magallanes-Fagnano which divides Tierra del Fuego in two continental blocks. This fault system constitutes the major continental segment of the South America-Scotia plate's border. The island has an important seismological history which includes an event of magnitude 7.8 occurred on December 1949.

Reports of earthquakes occurred in 1929, 1930, 1944, 1949 and 1970 are known by a study of historical seismicity. In this paper hypocentre locations and error analysis have been carried out. Records at five seismological stations have been analyzed during January-December 2007. More than 180 events have been identified and some of them were compared to events of NEIC (National Earthquake Information Center) and ISC (International Seismological Centre). Magnitude determinations have been calculated with first arrival amplitude. The majority of earthquakes have magnitude mb between 2 and 4 degrees. With respect to hypocentral depths, more than 50% of located earthquakes have their depths in the first 10 km. The seismicity map obtained shows that beyond rather dispersed seismicity related to the Magallanes-Fagnano fault, a concentration of epicentres is found in the Darwin Cordillera area and in the Scotia plate surrounding, displaying evidence of a correlation with the geotectonic area of study.

Keywords: Tierra del Fuego, Magallanes-Fagnano transform system, earthquake locations, magnitude mb, seismicity.

INTRODUCCION

La Isla de Tierra del Fuego posee antecedentes de actividad sísmica que datan del año 1879 incluyendo un evento de carácter destructivo de magnitud 7.8 ocurrido el 17 de diciembre de 1949. De un análisis de sismicidad histórica se conocen reportes de sismos en los años 1929, 1930, 1944, 1949, 1970 y precursores y réplicas del evento de gran magnitud ocurrido el 17 de diciembre de 1949, (Sabbione et al., 2007).

La instalación de estaciones sismológicas en Tierra del Fuego tiene sus inicios en el año 1995. La primera estación sismológica en la Isla se denominó USHU (Ushuaia, IAA-PNRA) por su cercanía a la ciudad de Ushuaia. Datos provenientes de dicha estación fueron analizados obteniendo como resultado la localización de 41 sismos mediante técnicas que utilizan datos de una sola estación (Febrer et al., 2000). La evidencia de eventos locales de baja a mediana magnitud ha convertido a la Isla de Tierra del Fuego en una zona de estudio de particular interés. En diciembre de 1999 se instaló la estación sismológica DSPA (Despedida, UNLP-PNRA) a 50 km al sudoeste de la ciudad de Río Grande. Registros sísmicos obtenidos en dicha estación fueron analizados desde junio de 1999 hasta marzo del 2002. Se localizaron más de 60 eventos que fueron correlacionados con el ambiente tectónico de Tierra del Fuego y zonas aledañas (Plascencia et al., 2002).

En Sabbione et al., 2007 se realizó un nuevo estudio de sismicidad encontrando una distribución de epicentros tanto en la región continental de Tierra del Fuego como en áreas oceánicas circundantes siendo identificados más de 300 eventos.

Actualmente se encuentran en funcionamiento 4 estaciones sismológicas cuya operación y logística está a cargo del personal de la Estación Astronómica de Río Grande (EARG): DSPA (Despedida, instalada desde 1999), TRVA (Termas de Río Valdez Argentina, instalada desde 2003), BETA (Torito, instalada a fines del 2006) y ELCA (Estancia Los Cerros Argentina, instalada a fines del 2007). Con el fin de realizar la localización de sismos con el mayor número de estaciones posibles se disponen de registros de una quinta estación denominada USHA (perteneciente a la Comisión Preparatoria para la Organización del Tratado de Prohibición Completa de los Ensayos Nucleares, CTBTO).

El presente trabajo tiene como objetivo realizar la localización y determinación de la magnitud mb de sismos registrados en las estaciones sismológicas de Tierra del Fuego en funcionamiento para el período enero 2007- diciembre 2007. La localización de los eventos se llevó a cabo mediante el software de procesamiento sismológico SEISAN (Havskov and Ottemöller, 2008). Se ha adoptado un modelo de tierra plana con 3 capas encontrándose la discontinuidad manto-corteza a los 32 km de profundidad (Adaros, 2003). Con el fin de cuantificar el tamaño de los sismos se determinó la magnitud mb de los eventos a partir de la amplitud del primer arribo.

CONSIDERACIONES DEL AMBIENTE TECTONICO

La zona de estudio se encuentra ubicada en el extremo sur de la Cuenca de Magallanes o Austral. La Isla de Tierra del Fuego presenta un escenario geotectónico complejo comprendido entre la Fosa de Chile hacia el oeste y los márgenes transformantes del oeste del Mar de Scotia hacia el sur. Se sitúa en una zona de actividad tectónica cuya manifestación más sensible es la ocurrencia de sismos.

El ambiente tectónico de la Isla se origina por la conjunción de las placas Sudamericana al norte y la de Scotia al sur (Fig. 1). El límite entre la placa Sudamericana y la de Scotia define un sistema de fallas que se conoce como Sistema de fallas Magallanes-Fagnano, cuya falla principal es la falla de Magallanes. Este sistema está representado por un lineamiento transformante que corre desde la parte oeste del norte de la dorsal de Scotia hacia la fosa de Chile 50° S (Fuenzalida, 1972; Dalziel, 1989).

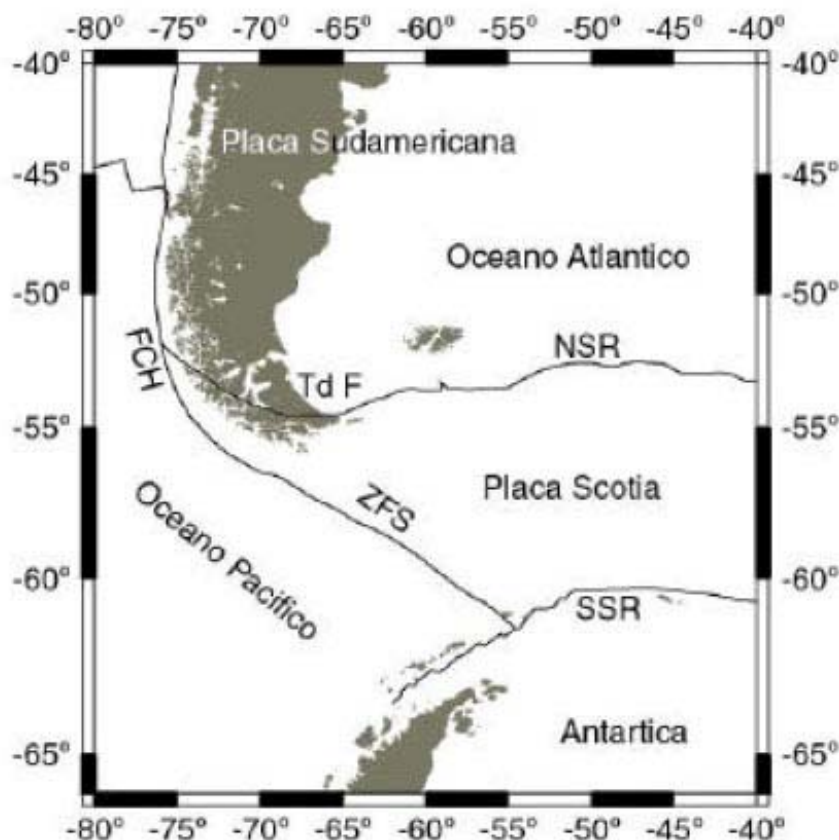


Figura 1: Ambiente tectónico de la zona de estudio (de Febrer et al., 2000). Ubicación de la isla de Tierra del Fuego (TdF), Fosa Chilena (FCH), Dorsales Norte y Sur del Mar de Scotia (NSR), (SSR) y Zona de Fractura de Shackleton (ZFS)

La Isla está dividida en dos bloques continentales como consecuencia de esta falla. Algunos autores asignan 30 Ma de edad a este sistema, correspondiendo con los estados tempranos del desarrollo del oeste del Mar de Scotia (Barker and Burrell, 1977). Otros asignan 100 Ma asociado con el movimiento transcurrente activo entre Sudamérica y la Península Antártica (de Wit, 1977; Grunow et al., 1991,1992).

La falla de Magallanes recorre la Isla de Tierra del Fuego de este a oeste en la latitud del Lago Fagnano y es una falla activa. El modelo más aceptado es el de una falla transformante vertical de dos dimensiones, soldada a 15 km de profundidad (Smalley et al., 2003). Según estudios realizados en la zona se obtuvo un movimiento relativo de 6.5 mm/año (Del Cogliano et al., 2000; Smalley et al., 2003). A partir de una red local de GPS y de numerosas campañas que se han llevado a cabo en la zona, ha sido posible estudiar el proceso cinemático que está teniendo lugar en la Isla de Tierra del Fuego a partir de la determinación de las velocidades horizontales, las cuales evidencian el movimiento de acomodo que se está llevando a cabo a lo largo de la zona del sistema de fallas Magallanes- Fagnano (Mendoza et al., 2007).

La región de la Isla ubicada al sur del Lago Fagnano pertenece a la placa de Scotia, la cual se mueve relativamente hacia el este. Dicha región ofrece un ambiente geológico caracterizado por la Cordillera Fueguina, la cual presenta un rumbo este-oeste como resultante del movimiento transformante entre las placas Sudamericana, la Antártica y la de Scotia. Este movimiento se contrasta con el rumbo norte-sur que muestra la Cordillera de los Andes en el resto de Sudamérica. La cordillera está constituida por un zócalo leptometamórfico atribuido al Paleozoico y sobre éste se apoyan rocas volcánicas ácidas en facies piroclásticas y lávicas que corresponden al jurásico Medio a Superior. Estas rocas están cubiertas por depósitos de edad cretácica superior y terciaria

La región ubicada al norte pertenece a la placa Sudamericana, la cual se desplaza relativamente hacia el oeste y presenta un ambiente geológico extra-andino estable.

El aspecto tectónico de Tierra del Fuego es de particular interés pues en esta región se encuentra el único segmento sobre tierra que existe entre los bordes de las placas de Scotia y Sudamericana.

METODOLOGIA Y ANALISIS DE LOS DATOS

La localización de un sismo queda determinada si se conocen las coordenadas de su hipocentro y la hora origen del evento, es decir la posición temporal y espacial del lugar donde ocurrió la fractura. Esto involucra identificar las fases sísmicas en el sismograma de un terremoto, medir sus tiempos de arribo a las estaciones así como también tener conocimiento de la velocidad de las ondas sísmicas en la estructura de la tierra entre el hipocentro y la estación sismológica.

En el presente trabajo para determinar la ubicación del hipocentro y la hora origen se utilizaron los tiempos de arribo de las fases sísmicas registradas en las estaciones sismológicas en funcionamiento para el período seleccionado. A tal efecto se analizaron sismogramas obtenidos en las siguientes estaciones sismológicas: DSPA (UNLP-PNRA) equipada con un sensor de banda ancha Güralp 3T provisto por el Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) de Trieste, Italia; TRVA (UNLP) equipada con un sensor Güralp 3TD provisto también por el OGS; BETA (UNLP) provista de un sensor Lennartz 3D-lite de corto período; ELCA (UNLP) equipada con un sensor Güralp 40T y USHA (CTBTO-INPRES) instrumentada con un sensor Streckeisen STS-2, (Tabla 1 y Fig. 2). Los datos de esta última estación estuvieron disponibles a partir de un Convenio firmado en el 2007 entre la Universidad Nacional de La Plata (UNLP) y el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). La Estación Astronómica de Río Grande recibe los registros de la estación DSPA a través de un enlace de radio en tiempo real. Debido a factores externos tales como el clima, el equipamiento de las estaciones sismológicas instaladas en la Isla puede verse afectado y el acceso del personal a la estación estar imposibilitado, tal es el caso de la estación BETA, la cual sólo tiene acceso por vía marítima y la estación TRVA cuyo tramo final sólo puede hacerse a pie. En este trabajo la localización de los hipocentros se realizó con un mínimo de 3 estaciones en los casos que hubo falta de datos provenientes de alguna de las estaciones anteriormente mencionadas.

Tabla 1. Estaciones sismológicas en Tierra del Fuego

Estación	Latitud	Longitud	Altura (m)	Sensor
DSPA	53° 57' S	68° 16' W	165	Güralp 3T
TRVA	54° 41' S	67° 20' W	240	Güralp 3TD
BETA	54° 35' S	68° 12' W	40	Lennartz 3D-lite
USHA	54° 49' S	68° 26' W	107	STS-2
ELCA	54° 20' S	67° 51' W	120	Güralp 40T

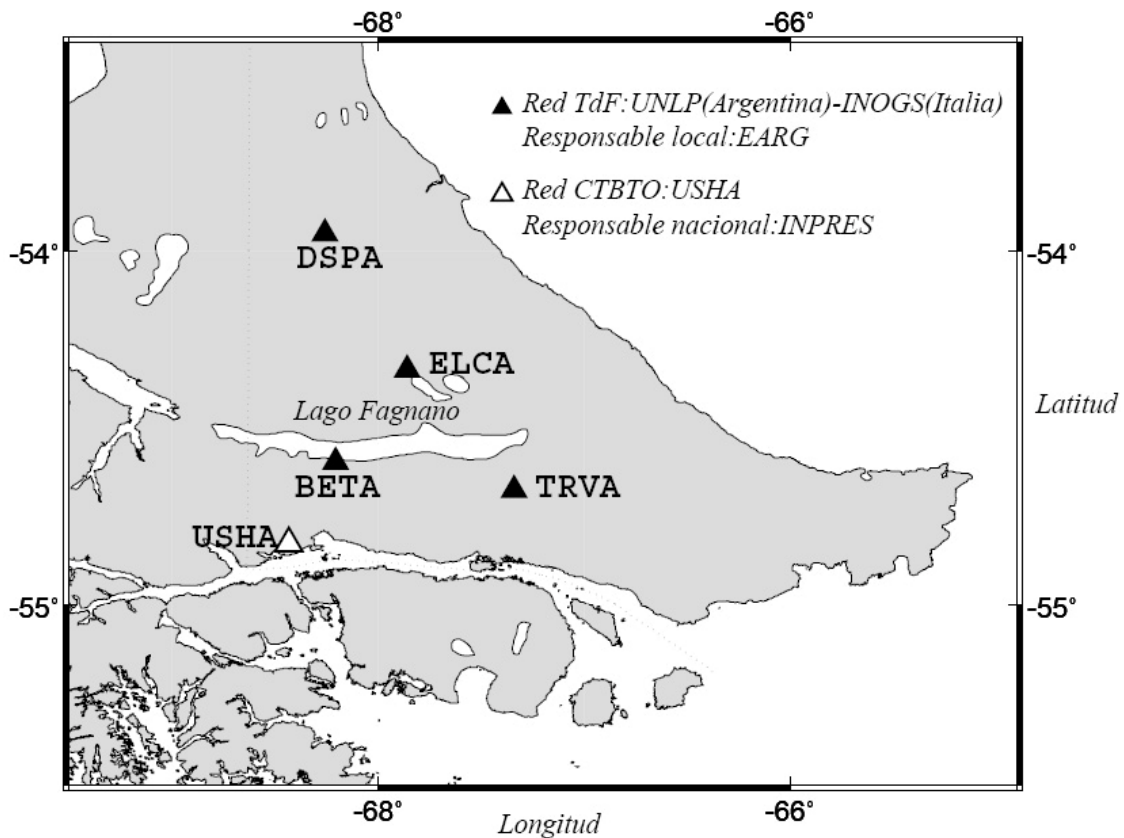


Figura 2: Ubicación geográfica de las estaciones sismológicas utilizadas

La localización de los sismos fue llevada a cabo mediante el SEISAN, realizando la localización de los eventos a través del programa Hypocenter (Lienert y Havskov, 1995). En cuanto a la determinación de la magnitud de los eventos, la misma ha sido calculada a partir de la amplitud de la fase P. A tal efecto fue necesario generar las respuestas de los instrumentos de manera de obtener un valor de amplitud que refleje el real desplazamiento del suelo. Las respuestas de los sensores Güralp 3T y Güralp 3TD fueron generadas mediante el programa de procesamiento SEISAN y fueron las utilizadas para el cálculo de la magnitud de los eventos.

El análisis de los datos consistió en varias etapas: Conversión de los datos sismológicos al formato SEISAN. Selección visual de los datos de cada estación por ser registros continuos. Identificación del evento en cada estación. Extracción de la hora en la cual se registró el evento. Preparación de la base de datos para la posterior localización y determinación de la magnitud.

Para el período seleccionado fueron identificados 185 sismos. Posteriormente se procedió al análisis de cada evento. Para la visualización de los sismos se trabajó con las trazas en crudo y luego cuando fue necesario, en función del muestreo disponible, se utilizó un filtro pasa-banda entre 3 y 9 Hz. (Fig. 3).

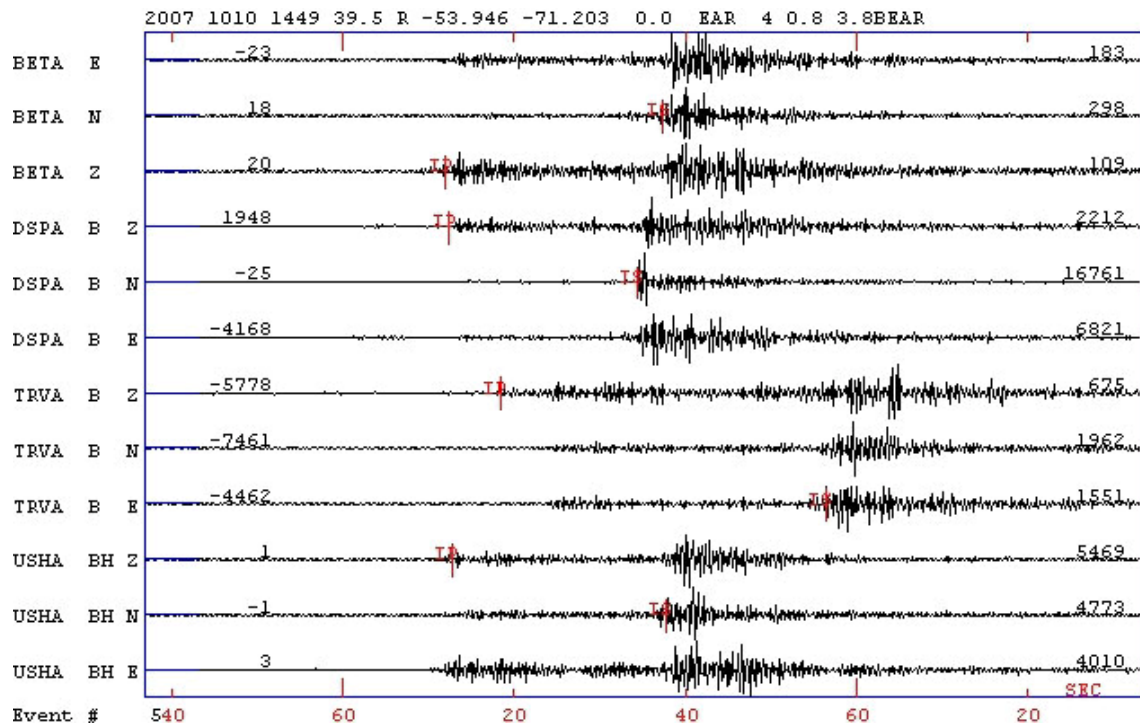


Figura 3: Identificación de las fases P y S para el sismo ocurrido el 10/10/2007

Se realizó la identificación de las fases P y S y de la máxima amplitud del primer arribo. De acuerdo a la calidad observada de los datos, se asignaron pesos a cada fase indicando con 0 una excelente lectura y con 4 la imposibilidad de leer la fase.

A efectos de estudiar la sismicidad de la zona y localizar todos los eventos de carácter local registrados por las estaciones, se adoptó un modelo de velocidad de 3 capas planas y horizontales (Tabla 2). Dicho modelo fue obtenido utilizando un programa iterativo donde la función objetivo se concentró en minimizar los residuos, tomando como función de entrada un modelo de velocidad inicial y los tiempos de llegada de las fases P y S a 5 estaciones sismológicas de banda ancha en el extremo sur de Chile pertenecientes al proyecto SEPA (Adaros, 2003). La relación entre las velocidades de las fases P y S utilizada fue $V_p/V_s = 1.78$.

Tabla 2: modelo de velocidades utilizado en la localización (Adaros, 2003)

V_p (km/s)	Profundidad (km)
4.67	0
5.73	6
8.43	32
8.93	80

En este trabajo, se determinó la magnitud de los sismos en función de la amplitud de ondas de cuerpo, utilizando la siguiente expresión:

$$mb = \log(A/T) + Q(D, h)$$

siendo A la amplitud del terreno en μm (micrómetros), T el período en segundos y Q un factor de atenuación que depende de la distancia epicentral D y de la profundidad del evento h (Veith and Clawson, 1972). A tal efecto se ha determinado la máxima amplitud de la fase P registrada en la componente vertical pues es la que ofrece una mejor apreciación de la misma (Fig. 4). Este procedimiento se realizó para cada evento identificado.

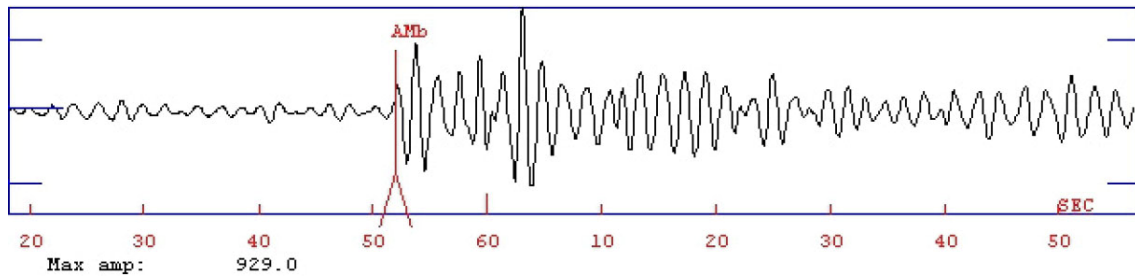


Figura 4: Determinación de la amplitud

RESULTADOS Y DISCUSION

Para localizar eventos con muy buena calidad es necesario contar con una distancia mínima al epicentro menor a la profundidad, un número de fases mayor o igual a 6, un GAP (cubrimiento acimutal de la red) menor o igual a 90 grados, un RMS (error medio cuadrático) menor a 0.15 segundos y errores en horizontal y profundidad menores a 1 y 2 km respectivamente (Havskov and Ottemöller, 2008).

La distribución y número de estaciones sismológicas en la Isla, en algunos casos no permitió contar con datos que cumplieran con todos los requisitos anteriormente mencionados. Considerando la importancia de contar con un catálogo de sismicidad para la región, a pesar de las limitaciones con las que nos enfrentamos, se realizó la localización de eventos tanto dentro de la Isla como en zonas aledañas. En este último caso fue difícil trabajar con datos de buena cobertura acimutal al momento de determinar con precisión las localizaciones. Ejemplo de ello son las agrupaciones de sismos ubicados en los bordes de las placas de Scotia, hacia el E y S de las estaciones sismológicas de Tierra del Fuego, o el grupo de epicentros encontrados hacia el SW, principalmente en la Cordillera de Darwin.

El resultado obtenido en el presente trabajo para el período seleccionado ha sido la localización de 185 eventos cuya distribución espacial y magnitudes se observan en el siguiente mapa:

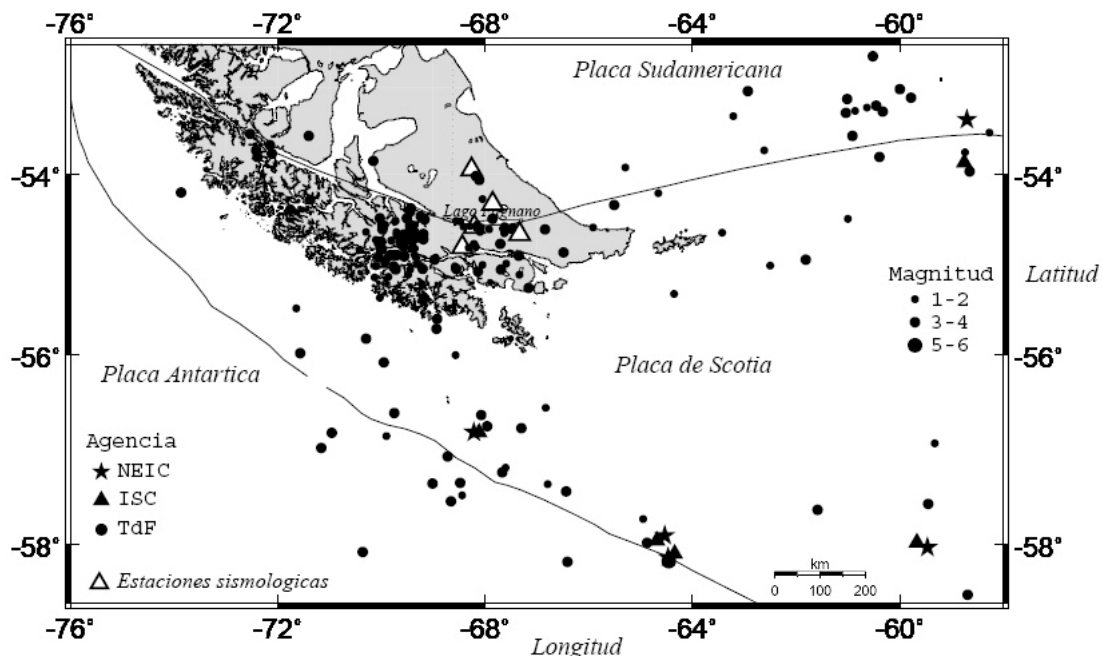


Figura 5: Distribución y magnitudes de epicentros localizados para el período 1/1/2007-31/12/2007

La sismicidad encontrada demuestra que la zona está activa en la actualidad con una clara manifestación de sismos de baja a mediana magnitud (Fig. 6a). La mayoría de los eventos tienen

magnitudes entre 2 y 4 grados. Esto justifica la escasa cantidad de eventos que son registrados por centros internacionales de cálculo de hipocentros. La máxima magnitud determinada fue mb=5.1 correspondiendo a uno de los 5 eventos que fueron determinados por el NEIC y el ISC para el período de estudio (Tabla 3).

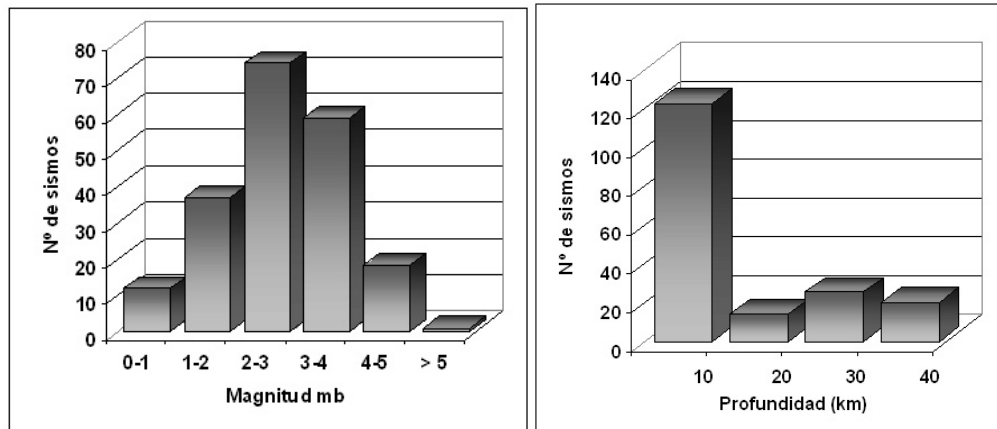


Figura 6: a) Magnitud mb de los eventos. b) Profundidad hipocentral de los sismos localizados

Tabla 3: Cuadro comparativo correspondiente a los 5 eventos localizados por otras Agencias durante el período de estudio

Agencia	Fecha	Hora	RMS	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud
TdF	17/01/07	18:34:13.1	0.3	-58.17	-64.45	32	5.1 mb
NEIC	17/01/07	18:34:14.93	1.22	-57.91	-64.53	6	5.6 Mw
ISC	17/01/07	18:34:15.73	0.28	-57.96	-64.69	10	5.4 mb
TdF	17/02/07	14:59:18.2	0.7	-57.58	-59.44	0	4.7 mb
NEIC	17/02/07	14:59:13.85	0.87	-58.03	-59.46	10	4.7 mb
ISC	17/02/07	14:59:14.06	0.46	-57.98	-59.67	10	4.4 mb
TdF	26/02/07	18:20:02.5	0.2	-53.97	-58.65	8.4	4.7 mb
NEIC	26/02/07	18:20:07.25	1.37	-53.38	-58.70	10	4.7 mb
ISC	26/02/07	18:20:08.68	0.97	-53.87	-58.76	16.9	4.2 mb
TdF	27/03/07	01:01:32.2	0.4	-57.09	-68.72	32	4.7 mb
NEIC	27/03/07	01:01:28.96	1.07	-56.83	-68.21	35	4.5 mb
ISC	27/03/07	01:01:24.88	0.92	-56.84	-68.11	2.2	4.3 mb
TdF	13/11/07	15:50:40.2	0.2	-57.98	-64.87	35	4.2 mb
NEIC	13/11/07	15:50:38.04	0.46	-58.13	-64.47	10	4.1 mb
ISC	13/11/07	15:50:36.74	0.47	-58.10	-64.34	10	4.0 mb

Con respecto a la profundidad hipocentral, más del 50% de los sismos localizados tienen profundidades en los primeros 10 km (Fig. 6b y Fig. 7). La máxima profundidad encontrada fue de 40 km.

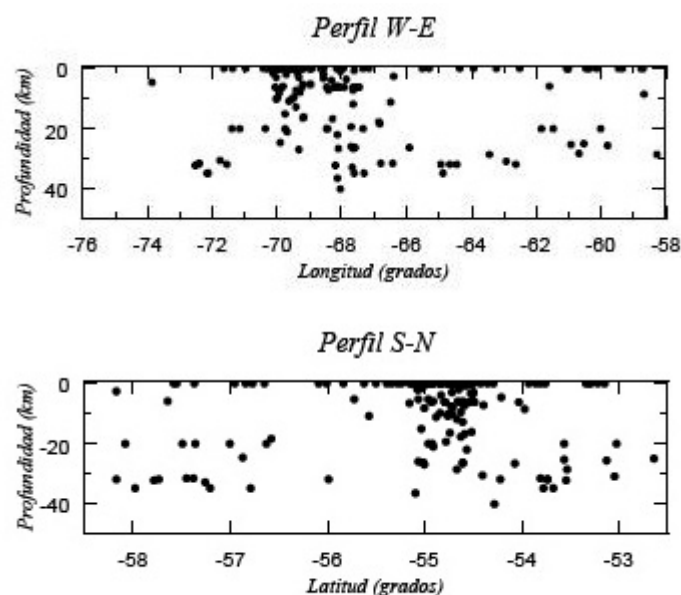


Figura 7: Perfiles de Profundidad

Del análisis de errores en la determinación realizada, más del 60% de los epicentros localizados tienen valores de RMS menor a 0.5 segundos indicando una calidad aceptable. Se encontró un grupo de 64 eventos con RMS menor a 0.3 segundos y un grupo de 27 eventos con RMS menor a 0.15 segundos representando una buena calidad en la localización. Respecto a los errores en la horizontal, sólo un pequeño grupo de sismos tienen un valor menor a 5 km, siendo precisamente los que se encuentran ubicados dentro de la red con buena cobertura acimutal.

Debido a la configuración de estaciones, en muchos casos no se contó con una buena distancia mínima para la determinación de la profundidad del foco. Sólo un grupo de 30 eventos tienen un error en profundidad menor a 5 km.

Otro factor a tener en cuenta al momento de analizar la calidad de las localizaciones es el número de fases utilizadas. El 78% de las determinaciones fueron realizadas con un número de fases mayor o igual que 6. En el resto de los casos no se disponía de datos suficientes, debido fundamentalmente a interrupciones en algunos registros. Esto suele ocurrir durante los meses de invierno en los cuales el acceso del personal a la estación se encuentra imposibilitado.

CONCLUSIONES

La Isla de Tierra del Fuego presenta una ausencia histórica de estaciones sismológicas; la instrumentación en la misma se inició en la década del 90 con una sola estación. Desde este punto de vista, obtener precisiones hipocentrales suficientes ha sido uno de los problemas a resolver. Por otra parte, la instalación y mantenimiento de las estaciones resultan muy complicados dada la accesibilidad, la topografía y las condiciones meteorológicas que se presentan, principalmente durante los meses de invierno.

Desde que comenzó a instrumentarse la Isla, se registró la ocurrencia de sismos de baja a mediana magnitud. A pesar que es notorio el escaso número de estaciones sismológicas de redes globales por la ubicación geográfica de la región, a medida que se avanzó en la instalación de nuevas estaciones ha sido posible mejorar la calidad de la localización de los eventos. El hecho de que la sismicidad registrada sea de bajo y mediano nivel, indica la importancia de contar con esta red, ya que durante el período estudiado sólo cinco eventos fueron registrados por centros internacionales de cálculo de hipocentros.

La obtención de los parámetros focales de todo sismo dentro de márgenes de errores aceptables queda asociada a conocer con la mayor precisión posible la estructura de la corteza y manto

superior. De esta manera obtener una localización con el mínimo error significa también trabajar con un modelo cortical que se ajuste lo más posible al real de la zona de trabajo. El hecho de contar recientemente con datos de cinco estaciones, permitirá aplicar programas que optimizan el modelo de velocidades en forma simultánea con la minimización del error de la localización. Del análisis de la distribución geográfica de los epicentros localizados se observa que existe un grupo de eventos concentrados alrededor del Lago Fagnano (Fig. 5). Es precisamente en esa zona donde se hace presente el límite entre las placas de Sudamérica y la de Scotia caracterizado principalmente por la falla transformante de Magallanes-Fagnano. De esta manera la sismicidad encontrada podría representar indicios de una correlación con la tectónica actual anteriormente descripta.

Agradecimientos: los datos utilizados en este trabajo estuvieron disponibles gracias al personal de la Estación Astronómica de Río Grande, quienes se encargan de operar las estaciones sismológicas instaladas en la Provincia de Tierra del Fuego. Cabe destacar nuestro agradecimiento a las familias Larminat, Henninger y Echeverría, quienes cedieron el lugar para la instalación de las estaciones sismológicas DSPA, ELCA y BETA respectivamente y por su colaboración con el personal de EARG. Los datos de la estación USHA fueron puestos a disposición gracias al trabajo realizado por Marcelo Moreno del INPRES.

REFERENCIAS

- Adaros Cárcamo R. E. 2003. Sismicidad y Tectónica del extremo sur de Chile. Tesis Magíster, Universidad de Chile: 82p.
- Barker P.F., J. Burrell, 1977. The opening of the Drake Passage. *Marine Geology* 25: 15-34.
- Dalziel I.W.D., 1989. Tectonic of the Scotia Arc, Antarctica. *Field Trip Guidebook T180*, 206pp.
- De Wit M. J. 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key of the reconstruction of southern Gondwanaland. *Tectonophysics* 37 (1-39): 53-82.
- Del Cogliano D., R. Perdomo y J. Hormaechea, 2000. Desplazamiento entre placas tectónicas en Tierra del Fuego. *Actas de la XX Reunión Científica de la AAGG*, Mendoza (En CD).
- Febrer, J., M. Plascencia y N. Sabbione 2000. Local and Regional Seismicity from Ushuaia Broadband Station Observations (Tierra del Fuego). *Terra Antarctica*. Vol 8 (2), 35-40.
- Fuenzalida R.H., 1972. Geological Correlation Between the Patagonian Andes and the Antarctic Peninsula and Some Tectonic Implications. Master Thesis, Stanford University, 75p.
- Grunow A., D. V. Kent y I. W. D. Dalziel, 1991. New paleomagnetic data from Thurston Island: implications for the tectonics of West Antarctica and Weddell Sea opening. *J. Geophys. Res.* 96, 17935-17954.
- Grunow A.W., I.W.D Dalziel, T. M. Harrison y M. T. Heizler, 1992. Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: new data from the Antarctic Peninsula and southmost Andes. *Geol. So. Am. Bull.* 104, 1497-1514.
- Havskov, J. and L. Ottemöller, 2008. SEISAN: The Earthquake Analysis Software, Institute of Solid Earth Physics, Bergen University, Norway. Version 8.2.1. (<http://www.ifjf.uib.no>).
- Lienert, B.R.E y J. Havskov, 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seismological Research Letters*, 66, 26-36.
- Mendoza, L., R. Perdomo, J. L. Hormaechea, D. Del Cogliano, R. Dietrich, M. Fritsche y A. Richter, 2007. Determination of recent horizontal crustal displacements at the South America/Scotia tectonic plate boundary in Tierra del Fuego by GPS, GEOSUR (Poster).
- Plascencia, M., G. Connon, J.L. Hormaechea y N. Sabbione, 2002. Determinación preliminar de epicentros registrados en la estación sismológica Despedida (DSPA). Provincia de Tierra del Fuego. *Actas de la XXI Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*. En CD, pp., 285-289.
- Sabbione N., G. Connon, J.L. Hormaechea y M. L. Rosa, 2007. Estudio de Sismicidad en la Provincia de Tierra del Fuego. *Geocta*. Vol.32: 41-50
- Smalley, R. Jr., Kendrick, Bevis, Dalziel, Taylor, Lauría, Barriga, Cassasa, Olivero and Piana, 2003. Geodetic determination of the relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geoch. Geoph. Geos. Elect Jour AGU*, Vol 4, N°9.
- Veith, K. F. and G. E. Clawson, 1972. Magnitude from short period P-wave data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, 435-440.

**ON THE PATH OF PLUMES OF THE RÍO DE LA PLATA ESTUARY MAIN
TRIBUTARIES AND THEIR MIXING SCALES**

Claudia G. Simionato^{1,2}, Virna L. Meccia^{1,2} and Walter C. Dragani^{2,3,4}

¹ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA/CONICET-UBA), Ciudad Universitaria
Pabellón II Piso 2 (C1428EHA) Ciudad Autónoma de Buenos Aires,

² Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEN, Universidad de Buenos Aires,
Ciudad Universitaria Pabellón II Piso 2 (C1428EHA) Ciudad Autónoma de Buenos Aires,
Argentina.

³ Servicio de Hidrografía Naval (SHN) and Escuela de Ciencias del Mar (ESCM-INUN) del
Ministerio de Defensa. Av. Montes de Oca 2124 (C1270ABV), Ciudad Autónoma de Buenos Aires,
Argentina.

⁴ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Av. Rivadavia 1917
(C1033AAJ), Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT

With a length of 300 km and a width that narrows from 220 km at its mouth to 40 km at its upper end, the Río de la Plata is one of the largest estuaries of the world. Its three main tributaries - contributing to a total mean runoff of $22,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ - have different properties and are object of diverse environmental impact due to dissimilar development conditions on their shores. The knowledge of the paths of the plumes of those tributaries along the estuary and their mixing scales is necessary for management purposes. In this paper, advection-diffusion equations for passive tracers are coupled to the three-dimensional Hamburg Shelf Ocean Model and validated by means of a case study. Then, simulations in which each tributary is characterized by a different dye tracer are done for scenarios resulting of the combination of diverse characteristic atmospheric forcing and runoff conditions. The impact of bathymetry and Earth's rotation on plumes paths and mixing is also evaluated. Results indicate that, for mean to low discharge conditions, the path of the waters of the tributaries is in the form of two main plumes. The different water speeds of both tributaries, the presence of a bend immediately after their confluence and the varying geometry and bathymetry of the estuary favor a rapid mixing between the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo waters, which then flow along the northern portion of the upper estuary channel. The Paraná de las Palmas waters, instead, occupy the southern shallow region of Playa Honda in the upper estuary and then flow following the southern coast. Downstream Colonia, at the intermediate estuary, the occurrence of another large bend and a change in bathymetric features force the flow to concentrate in the central part of the estuary and favor further mixing between the plumes. For high discharge conditions the northern part of the upper estuary is divided into two regions, one with a larger concentration of Uruguay waters between Oyarvide and Martín García islands and the coast and another with a larger concentration of Paraná Guazú-Bravo waters south of the islands. In this case there is a much larger concentration of Uruguay waters along the northern coast, which might be enhanced if a peak runoff occurs for the Uruguay but not for the Paraná River. These conclusions are consistent with what can be inferred from the conductivity field observed at the intermediate estuary, the bottom sediments distribution and satellite images. Results indicate that even though strong winds can favor the mixing of the plumes, especially along Argentinean coast, they preserve their pattern and the effect of the storms only persists for a few days. For mean runoff, the elapsed time to the arrival of the leading edge of the Paraná de las Palmas, Paraná Guazú-Bravo and Uruguay tracer clouds at

Buenos Aires is of around 3, 5 and 7 days, respectively. The elapsed time to the peak concentration of the tracer cloud for a typical mean runoff scenario is of around 20 days at Buenos Aires. For that condition, the flushing times of the upper and upper intermediate estuary are of around 10 and 60 days, respectively. Nevertheless, mixing scales can be half (twice) those values for high (low) runoff conditions.

Keywords: Upper and Intermediate Río de la Plata, plumes, tributaries, mixing scales.

RESUMEN

Con una extensión de 300 km y un ancho que varía entre 220 km en su boca y 40 km en su parte superior, el Río de la Plata es uno de los mayores estuarios del mundo. Sus tres tributarios –que contribuyen con una descarga media total de $22.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ – tienen diferentes propiedades y son objeto de distinto impacto medioambiental debido a condiciones disímiles de desarrollo en sus costas. El conocimiento del camino de las plumas de esos tributarios y sus escalas de mezcla es necesario para propósitos de gestión. En este trabajo, se acoplan ecuaciones de advección-difusión para trazadores pasivos al modelo tridimensional Hamburg Shelf Ocean Model y se las valida por medio de un estudio de casos. Luego se realizan simulaciones en las cuales cada tributario es caracterizado por un trazador diferente para escenarios que resultan de combinar las diversas condiciones características del forzante atmosférico y la descarga. El impacto de la batimetría y la rotación de la Tierra en el camino de las plumas y su mezcla también es evaluado. Los resultados indican que, para condiciones de descarga media a baja el camino de las aguas de los tributarios es en la forma de dos plumas principales. La diferente velocidad del agua en ambos tributarios, la presencia de una curva inmediatamente después de su confluencia y la geometría y batimetría variables del estuario favorecen una rápida mezcla entre las aguas del Uruguay y el Paraná Guazú-Bravo, que luego fluyen a lo largo de la parte norte del estuario superior. Las aguas del Paraná de las Palmas, en cambio, ocupan la región somera de Playa Honda en la porción sur del estuario superior y luego fluyen a lo largo de la costa sur. Aguas abajo de Colonia, en el estuario medio, la ocurrencia de una gran curva y un cambio en las características batimétricas fuerzan al flujo a concentrarse en la parte central del estuario y favorece mayor mezcla entre las plumas. Para condiciones de descarga alta la porción norte del estuario se divide en dos regiones, una con mayor concentración de aguas del Uruguay entre las islas Oyarvide y Martín García y la costa, y otra con mayor concentración del Paraná Guazú-Bravo al sur de dichas islas. En este caso, hay una concentración mucho mayor de aguas del Uruguay a lo largo de la costa norte, característica que podría incrementarse si un pico de descarga ocurre en el Río Uruguay pero no en el Paraná. Estas conclusiones son consistentes que lo que puede inferirse del campo de conductividad observado en el estuario intermedio, con la distribución de sedimentos de fondo y con imágenes satelitales. Los resultados indican que aunque vientos fuertes pueden favorecer la mezcla de las plumas, especialmente a lo largo de la costa argentina, ellas mantienen su estructura y el efecto de las tormentas sólo persiste unos pocos días. Para descarga media, el tiempo de arribo del borde de las nubes de trazadores de los ríos Paraná de las Palmas, Paraná Guazú-Bravo y Uruguay a Buenos Aires es de aproximadamente 3, 5 y 7 días, respectivamente. El tiempo hasta el alcance de la concentración pico de la nube de trazadores para un escenario típico de descarga media es de alrededor de 20 días para Buenos Aires y 60 días para el estuario medio. Para esa condición, el tiempo de lavado en el estuario superior y medio superior es de alrededor de 10 y 60 días. No obstante, las escalas de mezcla pueden ser la mitad (el doble) de esos valores para condiciones de descarga alta (baja).

Palabras claves: Río de la Plata superior e intermedio, plumas, tributarios, escalas de mezcla.

1. INTRODUCTION

The Río de la Plata, located on the eastern coast of southern South America at approximately 35° S (Fig. 1 and 2), is one of the largest estuaries of the world (Shiklomanov 1998). It has a northwest to southeast oriented funnel shape approximately 300 km long that narrows from 220 km at its mouth to 40 km at its upper end (Balay 1961). The estuarine area is 35,000 km² and the fluvial drainage area is 3.1×10⁶ km² (Depetris and Griffin 1968). This system is of great social, ecological and economical importance for the countries on its shores, Argentina and Uruguay. The Capital cities of those countries (Buenos Aires and Montevideo), the most important harbors of the region and many industrial poles and resorts are located on its coasts. The estuary is the main source of drinking water for the millions of inhabitants in the hinterlands and has the unusual feature of being an area of both spawning and nursery for a number of coastal species, several of them of economic importance (Macchi *et al.* 1996; Acha *et al.* 1999; Acha and Macchi 2000; Berasategui *et al.* 2004; Rodrigues 2005).



Figure 1. Gray scale color image collected by the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer on board of Terra satellite (MODIS-TERRA) in April, 2002. The image shows the Río de la Plata Estuary and its main tributaries. Adapted from Visible Earth, <http://visibleearth.nasa.gov>.

Fresh water reaches the estuary through a number of tributaries, being the two major the Paraná and Uruguay. These two rivers, with mean discharges of 16,000 and 6,000 m³ s⁻¹, respectively (Nagy *et al.* 1997) form the second largest basin of South America. The Paraná River flows into the estuary forming a large delta; the two main branches are Paraná Guazú-Bravo (Fig. 1), transporting approximately 77% of the runoff, and Paraná de las Palmas, transporting the remaining 23% (Jaime *et al.* 2002). The mean transport of the minor tributaries is several orders of magnitude smaller. For example, the annual average discharge of the Salado River and its system of channels to the Samborombón Bay has been estimated as 26 m³ s⁻¹ (Consejo Federal de Inversiones 1969) and the

runoff of the Riachuelo and Luján rivers as 72 and 192 m³ s⁻¹, respectively (Jaime *et al.* 2001). Therefore, the average continental discharge to the estuary can be evaluated as the result of the transport of the two major tributaries in around 22,000 m³ s⁻¹ (Framiñan *et al.* 1999). Nevertheless, large variability is observed in inter-annual time scales and peaks as large as 75,000 m³ s⁻¹ and as low as 8,000 m³ s⁻¹ have been recorded in association to El Niño and La Niña events, respectively (Jaime *et al.* 2002).

The waters of the three main tributaries have different properties (Jaime *et al.* 2001) and are object of diverse environmental impact due to dissimilar development conditions on their shores. The possibility of a contaminant being spilled upstream the water supply for Buenos Aires and other coastal cities is a constant concern. Traveltime and mixing of water within the estuary are basic flow characteristics that water resources managers and planners need in order to predict the rate of movement and dilution of pollutants that may be introduced into the stream. Mixing processes have a major impact on the biology, chemistry, ecology and water quality of the estuarine environment. Nevertheless, only hypotheses have been suggested about the water paths of the main tributaries along the broad upper and intermediate Río de la Plata estuary and discrepancies are found in the scarce literature regarding the subject. From an analysis of bottom sediments, Parker *et al.* (1987) inferred that the waters of the tributaries would flow through the upper and intermediate estuary in the form of two differentiated plumes. The southernmost one would be associated to the Paraná de las Palmas, whereas the waters coming from the Paraná Guazú-Bravo and Uruguay rivers would flow as a second branch to the north, along the Uruguayan coast. On the other hand, Jaime *et al.* (2001) postulated the occurrence of ‘flow corridors’ in the estuary. According to this hypothesis, the waters of the three main tributaries of the Río de la Plata would flow in well differentiated plumes, that the authors called ‘corridors’, transporting the corresponding waters with almost no lateral mixing. Classically, lateral mixing in rivers was considered as a slow process that is usually complete within 100–300 river widths. Under ideal conditions an instantaneous input of a pollutant should result in a Gaussian spatial, and skewed temporal (fixed observer) concentration profile; however, case studies show that in general the observed plumes deviate significantly from theory (Hellweger 2005). Several processes, as the difference in speed of rivers waters at their confluence, the varying geometry and bathymetry and channel curvature can strongly increase lateral mixing (Biron *et al.* 2004; Jamali *et al.* 2005). As all these features are observed at the confluence of the tributaries to the Río de la Plata, it seems unlikely that a flow in the form of ‘corridors’ occur in this estuary.

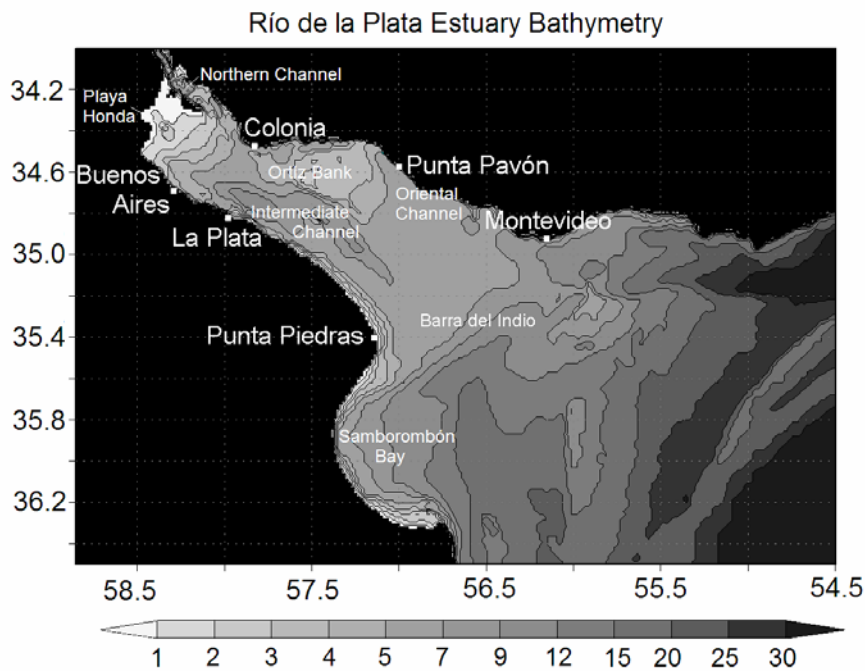


Figure 2. Model domain and Río de la Plata bathymetry (in m) in a 1.5 km × 1.5 km resolution, as seen by the model, together with the main geographic and topographical features.

The aim of this paper is, therefore, to study the paths of the plumes of the main tributaries of the Río de la Plata and their mixing scales in the upper and upper intermediate estuary. In this context, numerical models constitute a valuable tool; passive tracers can be coupled to simulate the transport and dispersion of solutes in surface waters because they have virtually the same physical characteristics as water (Feurstein and Selleck 1963; Smart and Laidlaw 1977; Jobson 1996) and have been widely applied to other estuaries (see, for example, Shen *et al.* 1999; Wanga *et al.* 2000; Hellweger *et al.* 2003, 2004; Liu *et al.* 2004; Koutitonsky *et al.* 2004; Banas and Hickey 2005). In this paper, advection-diffusion equations for passive tracers are coupled to three-dimensional Hamburg Shelf Ocean Model (HamSOM) developed at the University of Hamburg (Backhaus 1983, 1985) and validated by means of a case study. Afterwards, simulations that include the tidal forcing are done for scenarios resulting of the combination of different characteristic winds and runoffs. The effect of the most frequent extreme atmospheric events associated to strong winds on mixing and deformation of the plumes is also studied, and the persistence of the introduced signal is quantified. Besides permitting the estimation of pollutants release impact on the estuarine waters at different locations, our simulations allow the estimation of useful mixing time scales for the Río de la Plata. The elapsed time to the arrival of the leading edge of the tracers cloud at a location, the elapsed time to the peak concentration of the tracers cloud and the flushing times are calculated.

THE NUMERICAL MODEL AND ITS VALIDATION

Characteristics of the model and simulations

The model applied in the simulations discussed in this paper is the Hamburg Shelf Ocean Model (HamSOM), a widely used three-dimensional primitive equation ocean model developed at the University of Hamburg by Backhaus (1983, 1985). It has been applied to many shelf seas worldwide (see, for example, Backhaus and Hainbucher 1985; Rodriguez *et al.* 1991; Stronach *et al.* 1993) having demonstrated to be very robust for studying shelf sea dynamics. In several applications of the model to the Río de la Plata, Simionato *et al.* (2001, 2004a, 2004b, 2006) showed that it is appropriate to reproduce the observed heights, currents and salinity fields at the estuary. The model characteristics, so as its equations and parameterizations can be found in a number of papers (Backhaus 1983, 1985; Backhaus and Hainbucher 1985; Rodriguez and Alvarez 1991; Rodriguez *et al.* 1991; Stronach *et al.* 1993; Alvarez *et al.* 1997; Simionato *et al.* 2004a).

HamSOM includes advection-diffusion equations for temperature and salinity. To characterize the path of the tributaries' plumes in the estuary, similar advection-diffusion equations for passive tracers -that do not have an effect on density- were coupled to the model. This coupling was done following Harms (1997) and Harms and Povinec (1999) who used HamSOM for tracers' dispersion studies in other coastal areas. Passive tracers are substances which are not influenced by chemical reactions and/or biological processes; consequently, their concentration is only modified by advection and mixing. As these tracers do not have an influence on circulation they act as 'dye' and, therefore, are extremely useful to characterize water masses and to study mixing processes. Additionally, tracers can be used to estimate mixing time scales, as the flushing time (Delhez *et al.* 2004).

For each tracer, the coupled equation has the form:

$$\frac{\partial T_r}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T_r}{\partial x} + v \frac{\partial T_r}{\partial y} + w \frac{\partial T_r}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T_r}{\partial z} \right) + S$$

where T_r is the tracer concentration, (u,v,w) the velocity vector, K_v the vertical turbulent diffusion coefficient and S the source term, which takes a value different from zero only at the 'tracer source'. Advection (the first term in the right hand side of the equation) is calculated with a numerical upstream algorithm, that is based on the previously simulated flow (u,v,w) and tracer (T_r) fields (Harms 1997; Harms and Povinec 1999). Horizontal diffusion was omitted due to a high amount of numerical (artificial) diffusion caused by this method (Harms, 1997). In spite of this disadvantage, the upstream scheme proves to be a rather robust algorithm that avoids over-shootings even if strong releases into 'clean' environments are performed (Harms 1997). Following the eddy viscosity analogy, the vertical diffusive stresses are parameterized as functions of the layer velocities; the vertical eddy mixing coefficients are updated using a mixing length expression (Pohlmann 1996) that accounts for turbulent effects in a local equilibrium way. The bottom stress is parameterized by means of a quadratic law in terms of the current velocity:

$$\bar{\tau}_b = C_b \bar{u}_L |\bar{u}_b|$$

where $\bar{u}_b$ stands for the horizontal velocity vector at the bottom layer of the model and $\bar{u}_L$ is the vertically averaged horizontal velocity in a frictional layer close to the bottom. C_b is the non-dimensional drag or bottom friction coefficient. For stability reasons, this term is treated semi-implicitly, being $\bar{u}_b$ computed in the future time and $\bar{u}_L$ in the present.

Model domain spans the region shown in figure 2 and is large enough to ensure that, for the time span of the simulations, boundary effects do not affect results in the upper and upper intermediate parts of the estuary which are the focus of this paper. The horizontal resolution was set

to 1.5 km, fine enough to properly describe the bathymetry and coast line details in the area of interest, so that 301 points were used in longitude and 201 in latitude. As in this region water is essentially fresh and horizontal temperature gradients are very small (Guerrero *et al.* 1997) temperature and salinity variations were not taken into account. In the simulations for mean seasonal winds 13 vertical layers with lower boundaries at 1, 2, 3, 4, 5, 7, 9, 12, 15, 20, 25, 30 and 55 m were used. When strong winds associated to storms were considered as a forcing, in order to avoid the first layer to become dry its depth was incremented to 3 m and, therefore, only 11 layers were used. An advantage of using a multi-layer model even when density is constant is to allow for a better representation of the bottom friction. The bottom friction factor was reduced to 3/5 of the exterior value (2.5×10^{-3}) at every point where depth is shallower than 10 m; this approach allows for a reproduction of the observed tidal amplitudes and phases (Simionato *et al.* 2004a). In the momentum equations, the horizontal eddy viscosity has been set to $25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and the vertical eddy viscosity is model computed following Pohlmann (1996). The time step was of 150 s in compliance with the Courant Friedrich and Lewy (CFL), criterion (Courant *et al.*, 1928).

High resolution bathymetric data (Fig. 2) were obtained from digitalization of nautical charts (SHN 1992, 1999a and 1999b). A complete description of the Río de la Plata morphology and sedimentology can be found in Ottman and Urien (1965; 1966), Urien (1966; 1967; 1972), Depetris and Griffin (1968), Parker *et al.* (1986 a and b) and López Laborde (1987). The estuary is divided into two regions by the Barra del Indio shoal, a shallow area that crosses the estuary between Punta Piedras and Montevideo (Fig. 1). The upper and intermediate regions -upstream the shoal- are mainly occupied by fresh water. The upper part is characterized by Playa Honda and Ortíz Bank -very shallow areas with depths of between 1 and 4 m- separated from the coast by the Northern, Oriental and Intermediate channels -with depths ranging 5-8 m-. Whereas the Paraná de las Palmas and the Paraná Guazú-Bravo are only a few hundred of meters wide at their confluence to the estuary and can be, therefore, considered as single point sources in the model, the Uruguay river is approximately 10 km wide at its confluence with the Paraná Guazú-Bravo (Fig. 3a). A 20 km long channel of that width, in which head the Uruguay runoff was input, was used in the simulations to better reproduce the flow in that region and the confluence between the rivers.

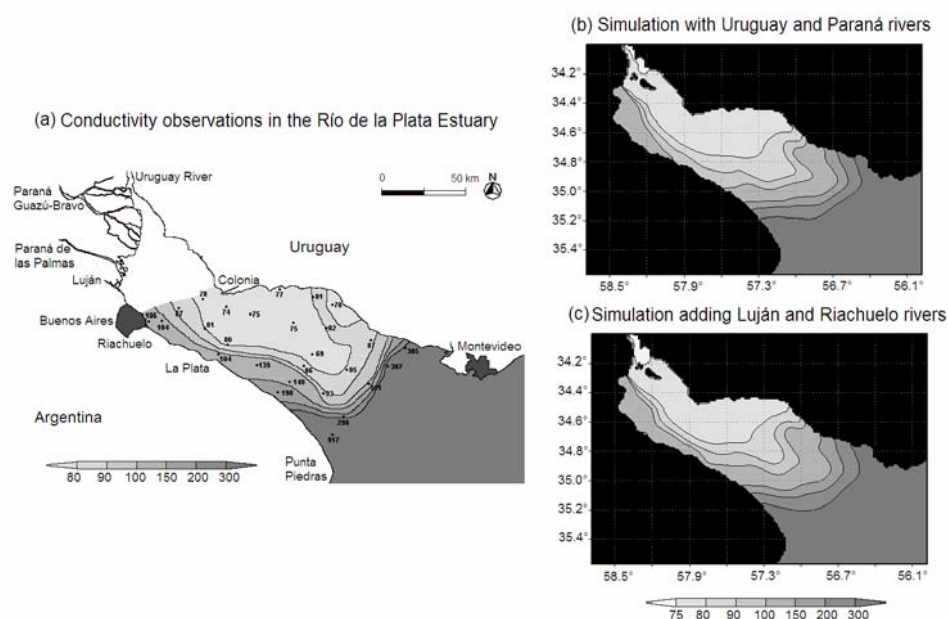


Figure 3: Surface specific conductivity contours ($\mu\text{S cm}^{-1}$) from direct observations collected between November 22nd and 23rd, 1982 (a); the dots show the sites where data were gathered. Specific conductivity contours ($\mu\text{S cm}^{-1}$) as derived from numerical simulations including the conductivity sources at the three main tributaries of the Río de la Plata (b) and adding the Luján and Riachuelo rivers (c).

To introduce the effect of the tides in the simulations, a boundary condition that represents the evolution of the principal semidiurnal lunar (M_2) tidal constituent coming from a larger scale model (Simionato *et al.* 2004a) was imposed to the sea surface elevation. M_2 is the main constituent in the area, accounting for most of the tidal variance (D’Onofrio *et al.* 1999).

The atmospheric data were the 6-hourly fields of wind components at 10 m and sea level pressure from NCEP/NCAR reanalysis on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ latitude-longitude grid. Full details of the NCEP/NCAR project and the dataset are given in Kalnay *et al.* (1996), references about their quality in the Southern Hemisphere are provided by Simmonds and Key (2000) and a discussion about reanalyzed 10 m wind capability to represent observed variability in the Río de la Plata region can be found in Simionato *et al.* (2006). Data, available at 0:00, 6:00, 12:00 and 18:00 GMT, were linearly interpolated to model time step. Local winds exhibit a marked seasonal cycle. Offshore winds (westerlies to north-westerlies) prevail in winter, whereas onshore winds (easterlies to north-easterlies) are more frequent in summer (Guerrero *et al.* 1997; Simionato *et al.* 2005).

Validation of the advection-diffusion equations for passive tracers: a case study

Unfortunately, there are no direct observations of passive tracers covering the totality of the Río de la Plata estuary to validate the model and its capability to properly represent mixing and transport processes in the region. The best available data for the upper and intermediate estuary, fulfilled of fresh water, correspond to a set of conductivity observations collected by the Servicio de Hidrografía Naval (SHN) of Argentina between November 22nd and 23rd 1982 (Quirós and Senone, 1985), when 24 locations were sampled between the Colonia-Buenos Aires and Montevideo-Punta Piedras lines (Fig. 3a). Conductivity is a measure of the capability of a solution to transport electricity. It depends on the presence of ions, on their total concentration, mobility and balance and, mainly, on temperature (Jaime *et al.* 2001). The use of specific conductivity, the conductivity normalized to temperature of 25 °C, eliminates this complication and allows valuable comparisons to be made. Specific conductivity is very useful for identifying in a simple way the various sources of water responsible for flow at a particular site and has been used for the study of mixing rates by many authors (see, for instance, Jaime *et al.* 2001; Alen-King and Keller 2001; Menendez *et al.* 2002; Biron *et al.* 2004).

Figure 3a shows that, due to the influence of sea water, in the exterior part of the estuary specific conductivity is high; there a pattern of isolines transversal to the estuary axis with a large gradient is observed. Nevertheless, at the upper and central parts of the estuary contours display a northwest to southeast -along estuary axis- orientation with larger values on the Argentinean (southern) coast. On the other hand, even though along this coast specific conductivity gradient is relatively high, on the Uruguayan (northern) coast it is lower and the specific conductivity field is more homogeneous, with characteristic values of between 75 and 80 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (micro-Siemens per centimeter). Those patterns seem to be a consequence of the different conductivities that characterize the diverse tributaries. Even though specific conductivity displays variability, it is known that it is larger for the Paraná de las Palmas -with a mean value of 137 $\mu\text{S cm}^{-1}$ - than for the Uruguay river -with mean values of between 50 and 60 $\mu\text{S cm}^{-1}$ - and the specific conductivity of the Paraná Guazú-Bravo has been estimated in 90-100 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (Jaime *et al.* 2001). Those values

suggest that the southern coast of the estuary is mostly dominated by the discharge of the Paraná de las Palmas, with higher specific conductivity, whereas the northern portion is influenced by the low specific conductivity waters of the Uruguay river ($50\text{--}60\ \mu\text{S cm}^{-1}$). Nevertheless, the fact that the specific conductivity observed along the northern coast of the estuary ($75\text{--}80\ \mu\text{S cm}^{-1}$) is higher than the one that characterizes the Uruguay river waters suggests mixing with the Paraná Guazú-Bravo. On the other hand, the presence of highly contaminated secondary tributaries -as the Riachuelo and Luján rivers- might affect conductivity along the Argentinean (southern) coast (Jaime *et al.* 2001).

A numerical case study was done with the aim of reproducing the pattern shown in Fig. 3 (left panel). During the observation period, Uruguay river runoff was exceptionally high $\sim 20,000\ \text{m}^3\ \text{s}^{-1}$ whereas the discharges of the Paraná Guazú-Bravo and Paraná de las Palmas were of around $12,300$ and $3,700\ \text{m}^3\ \text{s}^{-1}$, respectively, closer to November mean values. Those runoffs were included in the simulation in the points of confluence of each of the three tributaries to the estuary. Water specific conductivity at those sources was set to 60 , 100 and $137\ \mu\text{S cm}^{-1}$ for the Uruguay, Paraná Guazú-Bravo and Paraná de las Palmas rivers, respectively. To simulate the oceanic conductivity source and to allow the model to freely develop gradients in the estuary, specific conductivity was initialized with a constant value of $900\ \mu\text{S cm}^{-1}$ over the entire domain; this value was kept constant at the open boundaries of the model during the simulation. The model was spun-up during one month forced by the tributaries discharges, tides and mean winter winds and sea level pressure. Conductivity was released after the first month of simulation, when also the four-daily observed winds and sea level pressure were included as forcing. The solution for November 22nd, 1982 (after 2 month of tracer simulation) is shown in figure 3b. A comparison of the numerical solution to observations (Fig. 3a) shows that the model has captured the most outstanding features of the observed specific conductivity field. Both the transversal pattern of isolines observed at the intermediate part of the estuary and the longitudinal structure at its upper part, are well represented. The numeric solution reproduces the mixed zone along the Uruguayan coast with specific conductivities below $80\ \mu\text{S cm}^{-1}$ so as the cross-estuary gradient observed along the Buenos Aires-Colonia line. Nevertheless, along the Argentinean coast, downstream La Plata, the numeric solution displays values which are lower than observations, suggesting that the additional specific conductivity sources associated to the secondary tributaries along this coast can be significantly affecting the total conductivity balance. To evaluate this possibility, an additional simulation was done in which the two most important secondary tributaries, Luján (with a runoff of $192\ \text{m}^3\ \text{s}^{-1}$ and a specific conductivity of $256\ \mu\text{S cm}^{-1}$, Jaime *et al.* 2001, 2002) and Riachuelo (with values of $72\ \text{m}^3\ \text{s}^{-1}$ and $1000\ \mu\text{S cm}^{-1}$, Jaime *et al.* 2001, 2002) rivers were included. The solution for this case is shown in figure 3c, where it can be observed that -when compared to the former one (Fig. 3b)- specific conductivity along the southern coast has increased downstream La Plata, better resembling the observations. Particularly, the shape and position of the 100 and $150\ \mu\text{S cm}^{-1}$ isolines are better represented than in the first numerical experiment.

Even though the lack of observations does not allow for a validation of the model upstream the line Colonia-Buenos Aires, results in the rest of the domain are highly satisfactory. The model can capture both the pattern and values of the observed conductivity field, what validates the appropriate functioning of the numerical scheme implemented for tracers' dispersion, at least at the intermediate estuary.

RESULTS

The path of plumes of the Río de la Plata tributaries

A set of numerical simulations was carried out with the aim of studying the path of plumes of the main tributaries of the Río de la Plata. To simulate those plumes, the incoming waters of the Uruguay, Paraná Guazú-Bravo and Paraná de las Palmas rivers were characterized at their source by different tracers, with a concentration of 100 (%) in all the cases.

To determine the summer and winter characteristic patterns the model was forced with the mean seasonal NCEP/NCAR 10 m winds and sea level pressure for the period 1972-2001 corrected by speed following Simionato *et al.* (2006). To evaluate the impact of discharge natural variability on the plumes path, simulations were repeated for mean summer, mean winter, high and low runoff conditions. Continental discharges for those conditions were taken from Jaime *et al.* (2002) and are shown in Table 1.

	<i>Runoff ($m^3 s^{-1}$)</i>			
	Mean		Extreme	
	Summer	Winter	Low	High
Paraná de las Palmas	4,400	3,700	3,000	6,800
Paraná Guazú-Bravo	14,800	12,400	10,200	22,800
Uruguay	4,100	5,200	1,800	10,400

Table 1: Runoff ($m^3 s^{-1}$) of the main tributaries of the Río de la Plata estuary for (summer and winter) mean and extreme (low and high) discharge conditions.

To help on the interpretation of the results, sensitivity experiments to bathymetry and Earth's rotation were also done. In the first case, estuary depth was artificially set to 7 m everywhere in its upper and intermediate parts, and in the second case, the Coriolis parameter was simply set to zero during the simulation. In every case the hydrodynamic model was spun-up during one month including runoff, wind, atmospheric pressure and tides, but tracers were released at the beginning of the second month of simulation. Then, the model was run for other two months, after what the solution was stable.

Results for mean summer and winter wind and runoff conditions are shown in figures 4a and b. As concentrations at the confluence of the tributaries to the estuary were set to 100%, values at every location represent percentage concentration of the considered tracer at that position. Simulation results (Figs. 4a and b) show two main paths for the tributaries waters in the upper estuary. The Uruguay and Paraná Guazú-Bravo waters (upper and intermediate panels) mainly occupy the northern and central portions of the estuary with abundant mixing between them, whereas the Paraná de las Palmas waters (lower panel) flow to the south, along the Argentinean coast.

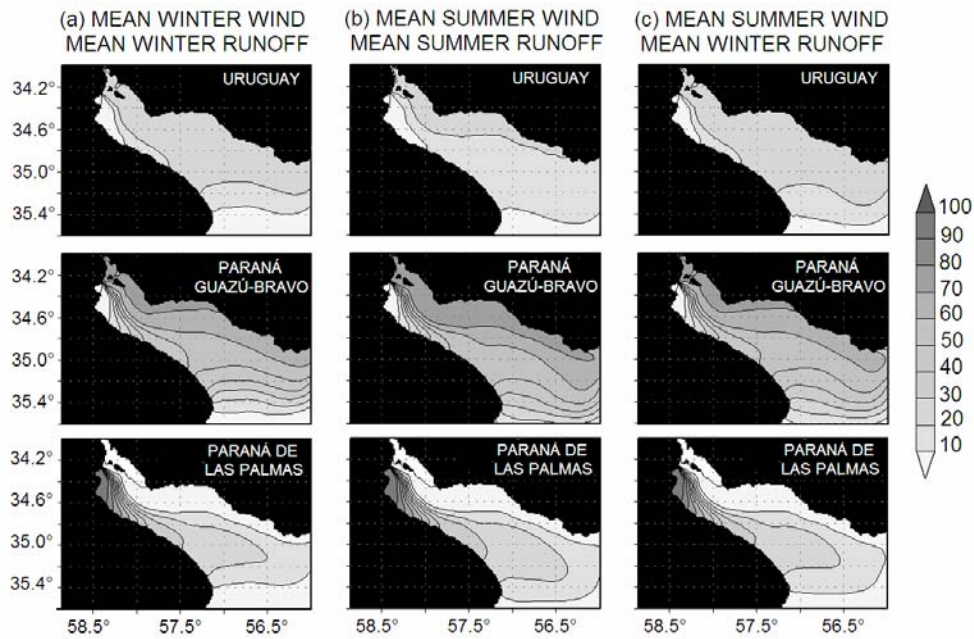


Fig. 4: Surface concentration contours (%) of the dye tracers characterizing the Uruguay (upper panels), Paraná Guazú-Bravo (central panels) and Paraná de las Palmas (lower panels) rivers as derived from simulations forced by mean winter runoff and atmospheric forcing (left, a), mean summer runoff and atmospheric forcing (central, b) and mean summer atmospheric forcing and mean winter runoff (right, c).

Even though differences in the concentrations of the tracers are observed at the upper and central portions of the estuary from winter (Fig. 4a) to summer (Fig. 4b), sensitivity experiments demonstrate that they are due to the differences in the mean runoffs from one to other season more than to the difference in the atmospheric forcing. This feature can be clearly appreciated when comparing figures 4a and b to figure 4c, that shows the results of an experiment in which summer winds and atmospheric pressure and winter characteristic runoffs were considered. It can be seen in figure 4 that when the discharge is maintained constant (Figs. 4a and 4c), the effect of a change in the winds is only observed at the exterior part of the estuary. A similar conclusion results from a winter wind-atmospheric pressure/summer discharge simulation (not shown).

Figure 5 shows a detail of the simulations for mean winter atmospheric forcing and runoff conditions corresponding to two instants six hours apart, representing the tide flood (upper panels) and ebb (lower panels). According to the simulations, the waters of the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo rapidly and turbulently mix after their confluence. A plume forming a relative maximum and a water lens whose formation is associated to the tidal flood and ebb, respectively, are observed northward Oyarvide and Martín García islands. Hellweger *et al.* (2004) and Hellweger (2005) demonstrated that those secondary peaks result of a process called tidal trapping (Okubo 1973). As the “main plume” moves up and down the river with the tide, a mass of tracer can get temporarily trapped. This is illustrated in the upper panels of figure 5, which show plumes of water with high tracer concentration trapped near the Uruguay River mouth during the flood.

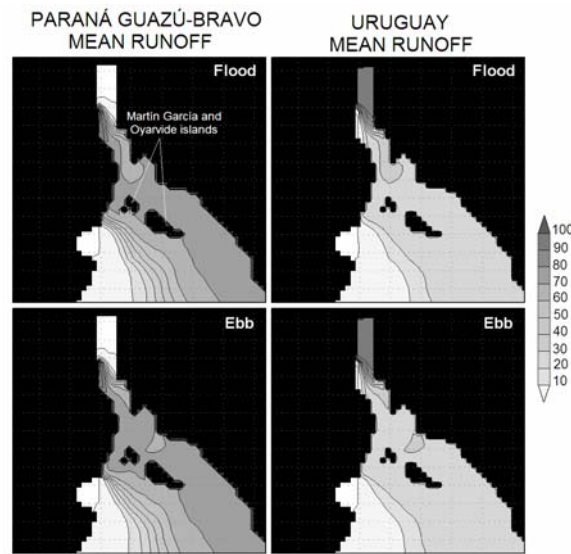


Figure 5: Detail of the surface concentration contours (%) at the upper estuary of the dye tracers characterizing the Uruguay (right panels) and Paraná Guazú-Bravo (left panels) as derived from a simulation forced by mean winter runoff and atmospheric forcing for the flood (upper panels) and ebb (lower panels) tide.

The rapid mixing of the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo waters after their confluence observed in figures 4 and 5 is favored by the convergence at the region of a number of features: 1) the different water speeds of both tributaries at their confluence, 2) the presence of a bend immediately after it and 3) the varying geometry and bathymetry of the estuary. The Paraná Guazú-Bravo is narrow and is characterized by a high runoff, whereas the Uruguay is much broader and its discharge is about one third of the Paraná Guazú-Bravo's one (Table 1). As a result, when the waters of the Paraná River enter to the Uruguay their speed is much higher, pushing the Uruguay waters laterally and originating a lateral mixing layer.

These transition zones between contiguous flows of different velocity intensify the lateral exchange of material and momentum (Booij and Tukker, 2001). The effect of bends or meanders on dispersion has been studied by several authors (see, for example, Overstreet and Galt, 1995 and Boxall *et al.* 2003). As water moves around a bend a secondary flow occurs which slightly deflects the streamlines in the flow and helps move particles across the shear boundaries with great increase in the dispersion of pollutants in the downstream direction. Finally, when cross-channel bathymetry profiles are irregular, this either accelerates or decelerates the average flow downstream. These irregularities will cause tracer distributions to speed up or slow down and contribute to the shear in the current pattern. Dispersion is greatly enhanced by an increase in width and depth (Jamali *et al.*, 2005) as those observed in the Río de la Plata.

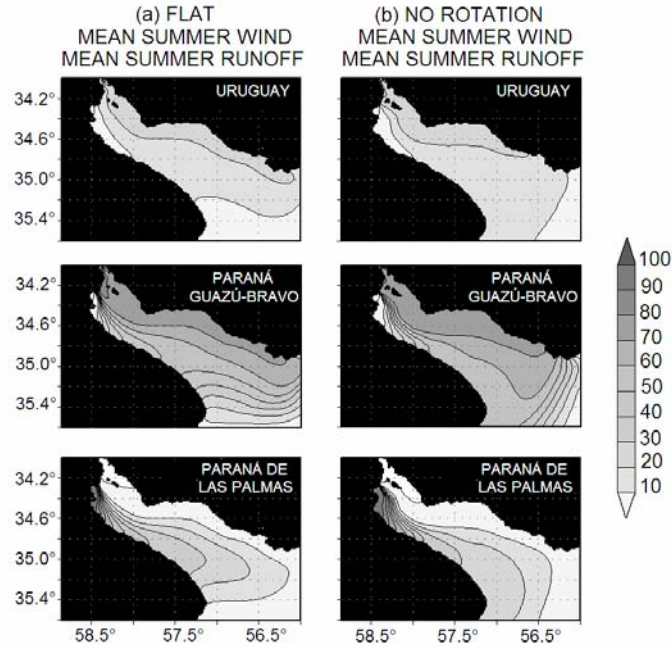


Figure 6: Surface concentration contours (%) of the dye tracers characterizing the Uruguay (upper panels), Paraná Guazú-Bravo (central panels) and Paraná de las Palmas (lower panels) rivers as derived from simulations forced by mean summer runoff and atmospheric forcing when bathymetric features are ignored (left, a) and when the Earth's rotation is ignored (right, b).

The sensitivity to bathymetry experiment (shown for the summer atmospheric forcing and runoff case in figure 6a) shows how the geometry and bathymetry condition the path of the plumes along the estuary. For realistic bathymetry, even though only a small portion of the total runoff reaches the estuary through the Paraná de las Palmas, the waters of this tributary fully occupy the shallow region of Playa Honda (Figs. 4 a and b, lower panels), whereas most of the discharge -related to the other two tributaries- is guided through the deeper channels of the north (Figs. 4 a and b, upper and central panels) with abundant mixing. Note that when bathymetry in the upper estuary is kept constant, due to the larger depth, the waters of the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo tend to follow more differentiated paths (Fig. 6 a and b, upper and central panels). Downstream Colonia, approximately, the geometry of the coast -that acquires an east-west orientation- and the presence of the Intermediate Channel, force the flow to concentrate in the central part of the estuary, favoring mixing and broadening of the dye plumes.

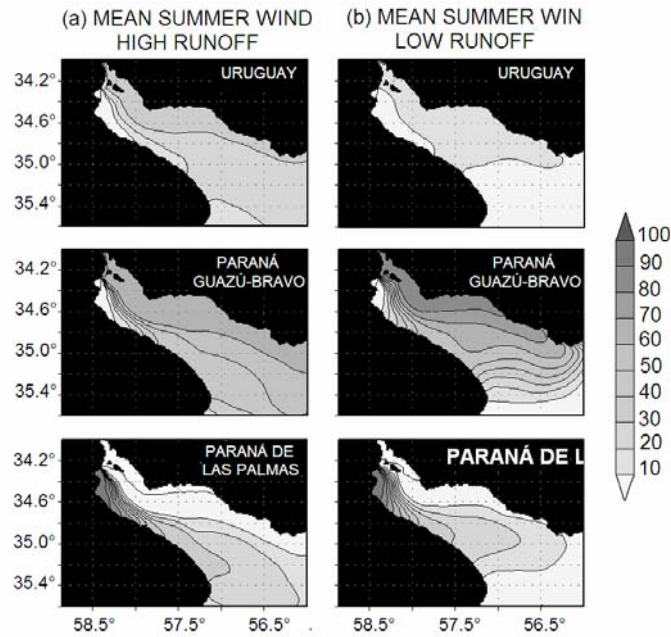


Figure 7: Surface concentration contours (%) of the dye tracers characterizing the Uruguay (upper panels), Paraná Guazú-Bravo (central panels) and Paraná de las Palmas (lower panels) rivers as derived from simulations forced by mean summer atmospheric forcing and high (a) and low (b) runoff.

Figure 6b shows the results of a simulation for the case when bathymetry is realistic but the rotation of the Earth is ignored. The effect of the Earth's rotation (compare figures 4 and 6) is evident even at the intermediate part of the estuary, consistently with the (barotropic) Rossby radius of deformation that, for the characteristic depth of the upper and central estuary is less than 100 km. The effect of this deflecting force is to deviate the flow to the left (Uruguayan coast) in the Southern Hemisphere. As a result, when rotation is considered (Figs. 4a and b) the plumes of the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo rivers have a more elongated and narrow structure along the northern estuarine coast, and the plume of the Paraná de las Palmas leaves the southern coast downstream Punta Piedras, instead of following the coast to Samborombón Bay (Fig. 6b). Note that this feature is not typical of estuaries but a result of the large extension of this particular system that tends to behave as a semi-enclosed basin.

Solutions for lower and higher than normal runoffs (shown in figure 7 for the mean summer wind and atmospheric pressure cases) do not exhibit qualitative significant differences with the mean discharge case above discussed at the intermediate part of the estuary. The main differences are the change in the relative concentrations of the waters of the different tributaries due to the changes in the runoff and an increase (reduction) in the transit time of the waters through the estuary associated to a reduction (increment) in the discharge.

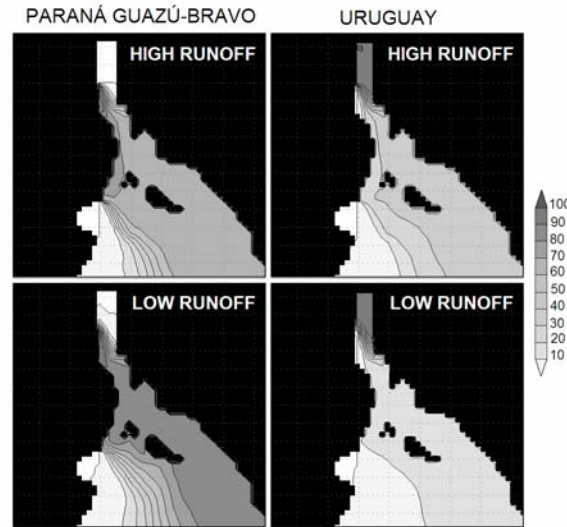


Figure 8: Detail of the surface concentration contours (%) at the upper estuary of the dye tracers characterizing the Uruguay (right panels) and Paraná Guazú-Bravo (left panels) as derived from simulations forced by mean summer atmospheric forcing and high (upper panels) and low (lower panels) runoff for the ebb tide.

Figure 8 shows details of those simulations for the upper part of the estuary. When the runoff is low (lower panels) as the speed of the water entering the estuary is lower, the flow results less turbulent and the formation of water lenses by tidal trapping is not observed, but the other features described for mean discharge are conserved. For higher than normal runoff conditions (Fig. 8, upper panels), a change in the path of the plumes at the upper estuary occurs. In this case, due to the huge volume of water discharged by the tributaries and the relative increase in the Uruguay river runoff, the Paraná Guazú-Bravo waters are forced to enter the estuary further south, flowing south Oyarvide and Martín García islands (black in the figure). As a result, the upper part of the estuary is divided into two regions, one with a larger concentration of Uruguay waters northward the islands and along the Uruguayan coast, and other with a larger concentration of Paraná Guazú-Bravo waters at the central part of the estuary and southward the islands. Note that in this case, due to the deviation of the Paraná Guazú-Bravo waters southward and the relative increase in the Uruguay River discharge, the concentration of the waters of this last river along the northern coast significantly increases with respect to the mean and low discharge case (Fig. 4), being three times the one observed in the low discharge case. In nature, as the Paraná and Uruguay rivers drain the waters of different basins, their maxima do not necessarily occur simultaneously. If the Uruguay River discharge is high, but that of the Paraná is normal or low, the described features could be much enhanced and the influence of Uruguay River waters along the northern coast of the estuary might be much larger.

Sensitivity to extreme wind conditions

The effect of the most frequent extreme atmospheric events associated to strong winds on the deformation of the plumes, so as the persistence of the signal introduced by them was evaluated. The two typical situations related to intense winds in the Río de la Plata result from local cyclogenesis and cold fronts, respectively (Vera *et al.* 2002). When cyclogenesis occurs northeastward the Río de la Plata, intense southeasterly winds with speeds of 35-80 km h⁻¹ often blow over the estuary

(Seluchi and Saulo 1996). These events, known as ‘Sudestadas’, have a typical duration of 48 hours and are associated to flooding on the southern coast of the upper estuary. During the first 36 hours wind speed increases, and then rapidly decays over the next 12 hours. The second situation occurs when cold fronts reach the estuary from the southwest. During these events, known as ‘Pamperos’, southwesterly winds which can also be very strong occur, but the time scale of these storms is of only 24 hours.

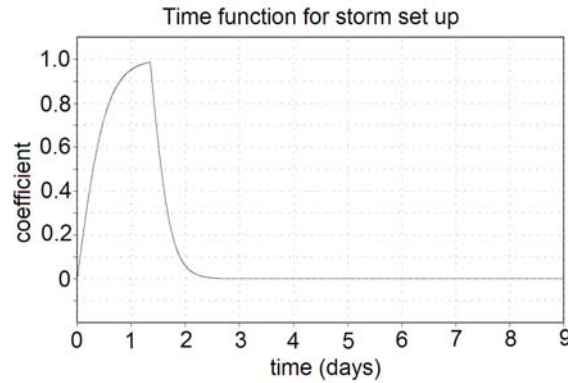


Figure 9: Nondimensional time function used to modulate wind speed for the simulation of the Sudestada onset and offset.

To study the signal introduced by those events and its persistence, simulations were done in which the initial conditions were the mean wind and runoff scenarios after 60 days of tracers integration discussed in the former section (Fig. 4a and b). The Sudestada was simulated in a simple even realistic way for the small region of interest. A southeasterly wind whose speed increases up to 11 m s^{-1} (approximately 40 km h^{-1}) during the first 36 hours and then rapidly decays during the next 12 hours, according to the (nondimensional) time function shown in figure 9, was applied. Likewise, the Pampero (not shown) was simulated as a southwesterly wind of similar speed, which grows and decays in time scales of 12 hours. Once the storms have decayed, simulations were continued for an additional period of 20 days under mean winds in order to study the persistence of the signal introduced by them. Even though experiments were repeated for summer and winter conditions, conclusions do not essentially differ for the region of interest.

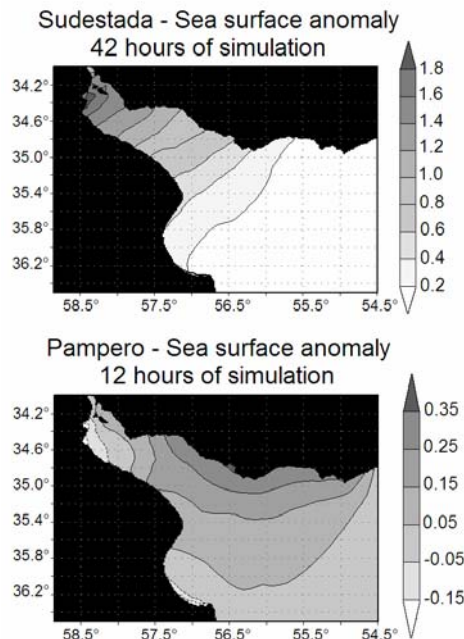


Figure 10: Free surface high (m) anomaly introduced by the Sudestada (upper panel) and Pampero (lower panel).

The maximum sea surface anomaly introduced by the Sudestada (after 42 hours) in the winter case is shown in the upper panel of figure 10. A strong sea surface elevation increment occurs in the upper estuary that reaches its maximum over the Argentinean coast, in the area of Playa Honda. The anomaly in the tracers' concentration for that instant can be seen in figure 11a in which, for reasons of clarity of interpretation, only anomalies larger than 5 (%) have been contoured. It can be observed in this last figure that, excepting the frontal zone where tracers meet the ocean and our solution might not be realistic due to having neglected salinity effects, maximum anomalies occur along the Argentinean coast, between La Plata and the estuary head. Anomalies are large, with values of ± 25 on the Argentinean coast. The concentration anomalies observed are consistent with the sea surface elevation pattern associated (Fig. 10, upper panel). Along the southern coast, between La Plata and the estuary head, a reduction in the concentration of the Paraná de las Palmas tracer and an increment in the corresponding to the other two tributaries is observed. This can be explain by the inflow of water from the outer estuary (with a lower concentration of tracers) that increases sea surface elevation and inhibits the offshore progress of the Paraná de las Palmas waters.

Time series of the tracers' concentration at diverse points of Argentinean and Uruguayan coasts are shown in figure 12, where it is evident that the coastal effect of this kind of storms is mainly manifested on the estuary's southern coast. Note that, as the tributaries enter the estuary at its head, even though the intensity of the response to the storm increases in that direction, the opposite occurs with the persistence of the signal (or the time it takes to return to mean values). In Buenos Aires, all signature of the storm has disappeared 48 hours after it has ended, whereas it persists several more days in La Plata.

Sea surface anomalies for the Pampero case after 12 hours of simulation for the winter case are shown in the lower panel of figure 10. Southwesterly winds produce an increment in the sea surface elevation over the Uruguayan (northern) coast and a reduction near Buenos Aires but, due to the

shorter time span of the storm, the amplitude of the signal is much smaller than for the Sudestada. Tracer's anomalies fields after 12 hours are shown in figure 11b.

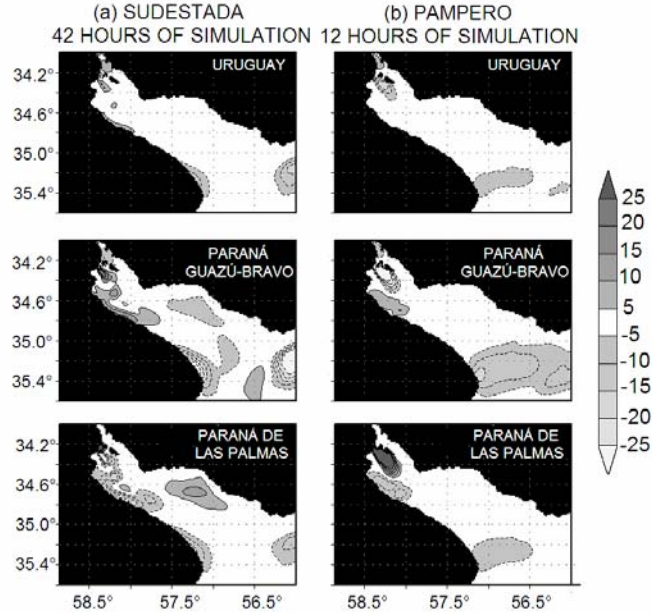


Fig. 11: Surface concentration anomaly contours (%) of the dye tracers characterizing the Uruguay (upper panels), Paraná Guazú-Bravo (central panels) and Paraná de las Palmas (lower panels) rivers introduced by the Sudestada (a) and Pampero (b).

Maximum values are similar to those observed for the Sudestada case and in the area of interest of this study are maxima at Playa Honda. The anomaly observed at this location in the upper estuary, suggests a larger extension to the north of the Paraná de las Palmas plume, also forced by the southwesterly winds. Time series of the tracer's concentrations (Fig. 12) show that responses in the Pampero (Fig. 12b) and Sudestada (Fig. 12a) cases are somewhat different. Even for the Pampero the maximum sea surface elevation is observed on the northern coast, the maximum effect on tracers' concentration is observed in the opposite side. This is a result of a combination of estuarine bathymetry and the tributaries plumes structure. In Playa Honda, the estuary is very shallow and, therefore, rapidly responds to winds. Consequently in Buenos Aires the signal rapidly grows during the onset of the storm. After the first 12 hours, even the storm relaxes, the signal on the tracers remains because the region is being re-occupied by the water that the storm had displaced northward.

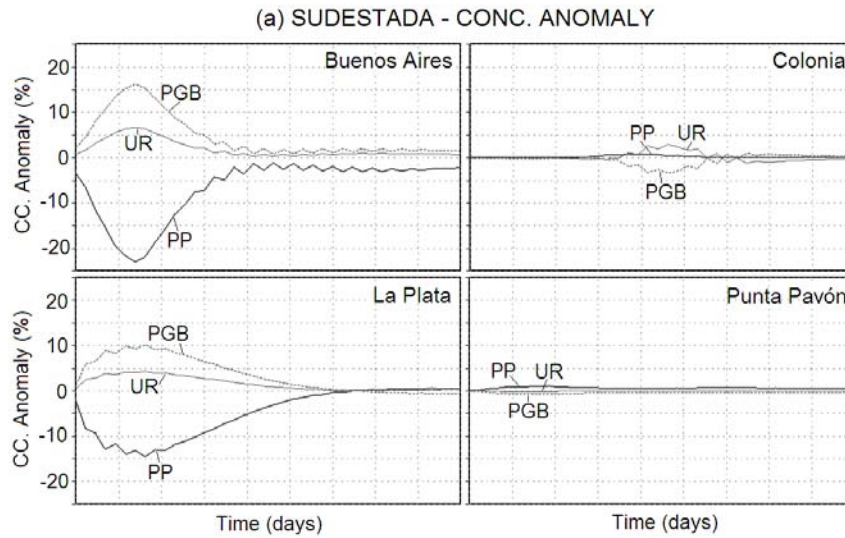


Figure 12a: Surface concentration anomalies (%) of the dye tracers characterizing the Uruguay (UR), Paraná Guazú-Bravo (PGB) and Paraná the las Palmas (PP) rivers introduced by the Sudestada at several coastal locations of the Río de la Plata estuary.

After approximately 5 days, all signal of the storm has disappeared from this region. In La Plata these two time scales are even more clearly observed. During the first day an increment (reduction) in the concentration of the Paraná de las Palmas (Paraná Guazú-Bravo and Uruguay) waters is observed, which is a direct effect of the southwesterly winds, whereas the reciprocal is observed during the next days, as a result of the relaxation of the water that the storm accumulated on the northern coast. In Punta Piedras the effect is, as for the Sudestada, a reduction in the concentration of the three tracers as a result of sea water inflow from the south to compensate the northerly motion of estuarine waters induced by the storm. The lack of a significant signal along the Uruguayan coast can be attributed to the larger depths observed along it and the fact that there waters are always better mixed.

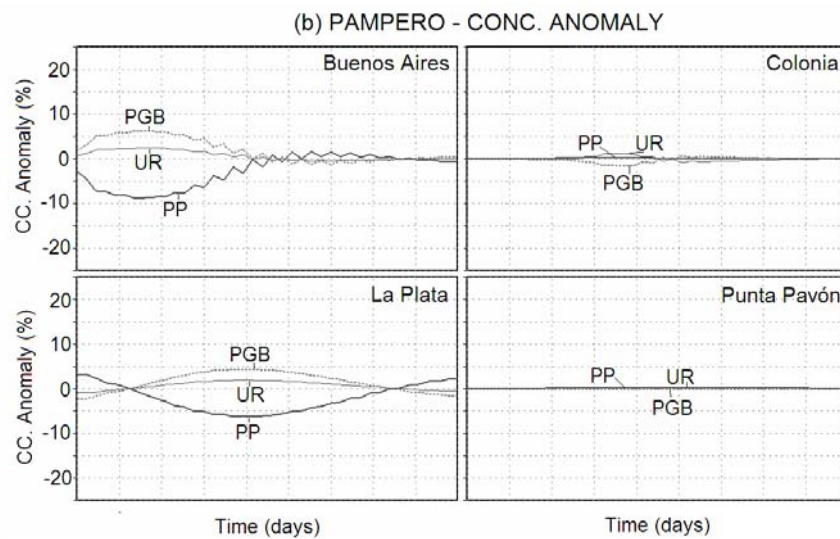


Figure 12b: Idem Figure 12a but for the Pampero.

The tracer concentration fields (not shown) show that even though storms introduce deformations to those shown for mean winds (Fig. 4), the pattern and general features of the tributaries plumes are always preserved. Even though storms modify the relative composition of the estuarine waters, particularly along Argentinean coast, during the events, the signal is lost after approximately one week. Nevertheless, those changes could be important from a contamination point of view.

Mixing scales

The simulations discussed in the former sections also allow the estimation of several useful mixing time scales for the Río de la Plata estuary waters. The elapsed time to the arrival of the leading edge of the tracer cloud at a location can be related, for instance, with the time it would take to a contaminant spilled in the estuary head to reach that point. Values for this time scale for several coastal locations of the Río de la Plata estuary estimated from our simulations for diverse runoff and wind conditions are shown in Table 2.

This time scale obviously depends not only on the distance to the sources but also on the continental discharge; therefore, a significant reduction (increment) is observed for the high (low) runoff scenarios. Nevertheless, the scale does not significantly vary with the wind in the upper and central estuary, what is consistent with the formerly discussed results. It is interesting to note, also, that the Paraná de las Palmas waters do not reach intermediate points of the Uruguayan (northern) coast, except for low runoff conditions. For mean discharge conditions, the Paraná de las Palmas waters delay approximately 3 days in arriving to Buenos Aires, whereas those of the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo need 7 and 5 days, respectively, to reach that location. For the intermediate estuary the time scale is of around 20 days.

Elapsed time (days) to the arrival of the leading edge of the tracers cloud								
			Winter			Summer		
			Mean	High	Low	Mean	High	Low
Southern Coast	Buenos Aires	Uruguay	7	4	11	7	4	11
		Guazú-Bravo	5	3	6	5	3	6
		Palmas	3	2	3	3	2	3
	La Plata	Uruguay	7	4	11	7	4	11
		Guazú-Bravo	5	3	7	5	4	7
		Palmas	5	3	7	5	4	7
Northern Coast	Colonia	Uruguay	4	2	7	4	2	7
		Guazú-Bravo	2	2	4	2	2	4
		Palmas	-	-	-	-	-	-
	Punta Pavón	Uruguay	11	7	17	11	7	17
		Guazú-Bravo	9	6	12	9	6	12
		Palmas	-	-	23	-	-	23

Table 2: Elapsed time (in days) to the arrival of the leading edge of the tracer cloud of each of the main tributaries of the Río de la Plata at several coastal locations of the estuary. The position of the locations can be seen in figure 2.

Elapsed time (days) to the peak concentration of the tracers cloud								
			Winter			Summer		
			Mean	High	Low	Mean	High	Low
Southern Coast	Buenos Aires	Uruguay	16	8	20	16	8	20
		Guazú-Bravo	16	8	20	16	8	20
		Palmas	20	10	25	20	10	25
	La Plata	Uruguay	23	13	30	23	13	30
		Guazú-Bravo	24	13	35	24	13	35
		Palmas	28	18	35	28	18	35
Northern Coast	Colonia	Uruguay	10	6	18	10	6	18
		Guazú-Bravo	10	6	18	10	6	18
		Palmas	-	-	-	-	-	-
	Punta Pavón	Uruguay	30	16	48	30	16	48
		Guazú-Bravo	30	16	48	30	16	48
		Palmas	-	-	44	-	-	44

Table 3: Elapsed time (in days) to the peak concentration of the tracer cloud of each of the main tributaries of the Río de la Plata at several coastal locations of the estuary. The position of the locations can be seen in figure 2.

The elapsed time to the peak concentration of the tracer cloud is other useful time scale. This scale for several coastal locations, as estimated from our simulations, is shown in Table 3. Obviously, it becomes larger as the location is further away from the source and depends on the runoff. For a typical mean runoff scenario, for Buenos Aires it is of approximately 20 days.

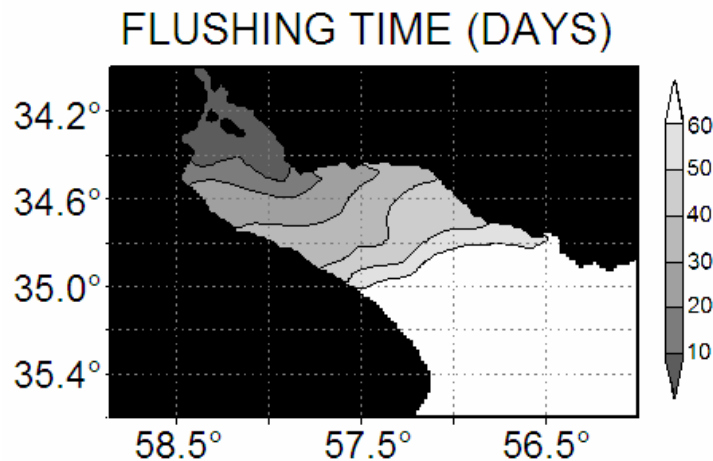


Figure 13: Flushing time contours every 10 days of the upper and intermediate Río de la Plata estuary for mean runoff conditions.

The residence and flushing times of an estuary are two different concepts that are often confused. Flushing time is the time required for the freshwater inflow to equal the amount of freshwater originally present in the estuary. It is specific to freshwater (or materials dissolved in it) and represents the transit time through the system (e.g., from head to the mouth) (Sheldon and

Albera 2002). Residence time is the average time particles take to escape the estuary. It can be calculated for any type of material and will vary depending on the starting location of the material. In the literature, the term residence time is often used to refer to the average freshwater transit time and is calculated as such (e.g. Bolin and Rhode 1973; Takeoka 1984; Zimmerman 1988; Monsen *et al.* 2003; Braunschweig *et al.* 2003). Hydrodynamic flushing feature in an estuary is a measure of its self-purification capability; it determines the renewal of fresh water and hence the water quality evolution. Conventionally, estuarine flushing time is computed by simplified approaches, such as the tidal prism or salt balance method (Ippen 1966; Fischer *et al.* 1979; Officer and Kester 1991). These methods typically assume full mixing and cannot account for spatial variations; they are also not applicable when no salinity data are available, or in bays with weak salinity gradients. More recently numerical tracer experiments in 3-D models have been used in different ways to calculate mixing scales (e.g. Burwell *et al.* 1999; Delhez *et al.* 2004; Banas and Hickey 2005).

As the concentrations of the tracers at the confluence of the tributaries to the estuary were set to 100%, values at every location represent percentage of waters of the corresponding tributary, at that position. Given that we initialized our simulations with zero concentration of tracers in the entire estuary, when the sum of their concentrations at a given point reaches 100, it means that the water has been completely renewed (either by water of a single tributary or by a combination of two or three of them) and represents, therefore, the flushing time (the time required for the freshwater inflow to equal the amount of freshwater originally present) according to the definition provided by Sheldon and Albera (2002). The portion of the estuary that reaches this condition after 10, 20, 30, 40, 50 and 60 days of simulation for a mean winter scenario is shown in figure 13. Results for the summer scenario resulted very similar and, therefore, are not shown. Figure 13 indicates that the flushing times of water in the intermediate estuary is of around 60 days for mean runoff conditions. For high discharge conditions (not shown) it can be reduced to 30 days, but it can increase to 90 days for low discharge conditions. The computed flushing time within the Río de la Plata Estuary for mean runoff conditions ranges from around 10 days in the inner estuary to 60 days in the outer part.

SUMMARY OF CONCLUSIONS AND DISCUSSION

The numerical solutions discussed in the previous sections show that for mean runoff conditions the waters of the major tributaries of the Río de la Plata flow through the estuary forming two main plumes. The Uruguay and Paraná Guazú Bravo waters mainly occupy the northern (Uruguayan) coast and the central part of the channel with abundant mixing between them, whereas the Paraná de las Palmas waters flow along the southern (Argentinean) coast. The occurrence and pattern of the plumes are controlled by the runoff and geometry and bathymetry of the estuary. Due to the much larger speed of the Paraná Guazú-Bravo River waters at its confluence with the Uruguay, the waters of this last river are pushed towards the opposite (eastern) coast and a lateral mixing layer is formed. After their confluence, the tidal trapping contributes to the formation of water lenses and the occurrence of a bend to the east and the varying geometry and bathymetry of the estuary favor further mixing. Those processes origin the northern plume formed by a mix of the waters of those two rivers, which continues flowing along the relatively deep Northern Channel on the Uruguayan coast. The relatively low discharge Paraná de las Palmas River waters, instead, occupy the shallow region of Playa Honda to the south of the upper estuary. Downstream Colonia, a change in the orientation of the coast line -that acquires an east to west orientation- and the presence of the Intermediate Channel, force the flow to concentrate in the central part of the estuary, favoring mixing between both plumes. The Earth's rotation plays a role in favoring the separation of the

Paraná de las Palmas plume from the southern coast of the estuary and its motion to the north and gives an elongated shape to the plumes.

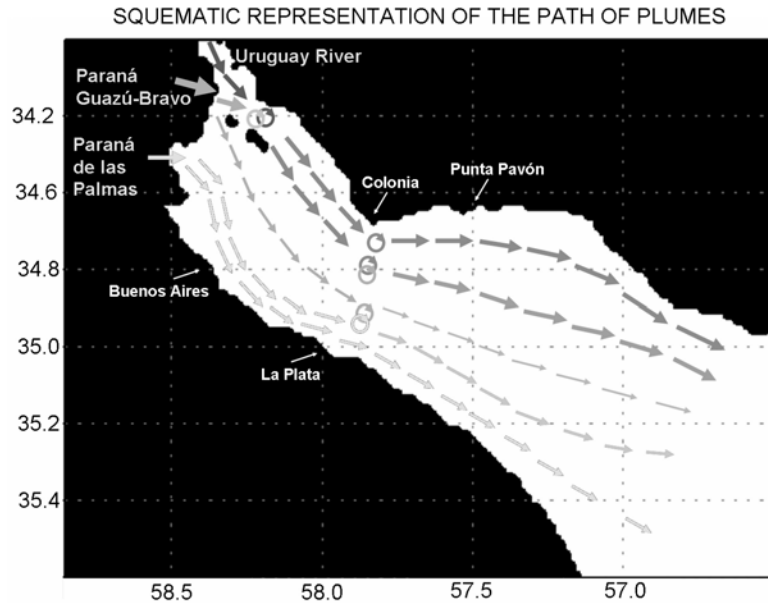


Figure 14: Schematic representation of the path of the plumes of the Río de la Plata estuary main tributaries. Whereas the Paraná de las Palmas waters flow to the south, following the southern coast, the waters of the Paraná Guazú-Bravo and Uruguay rivers mix after the confluence and flow along the northern coast. Part of the waters of the Paraná Guazú-Bravo River flows between the other two masses, particularly when the discharge of the Uruguay River is high.

Numerical solutions indicate that whereas the occurrence of the above mentioned plumes is not essentially modified for low runoff conditions, they can result different if discharge is higher than normal. In this case, a change in the way in which the waters of the different tributaries flow in the upper estuary occurs. Due to the enormous volume of water discharged by the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo in this condition, part of this last river waters flow south Oyarvide and Martín García islands. As a result, the northern part of the upper estuary is divided into two regions, one with a larger concentration of Uruguay waters northward the islands and along the coast and another with a larger concentration of Paraná Guazú-Bravo waters southward them. In this case there is a much larger influence of Uruguay waters along the northern coast, which might be enhanced if a peak runoff occurs for the Uruguay but not for the Paraná River. A scheme of the path of the plumes of the main tributaries to the Río de la Plata is displayed in figure 14, illustrating the ideas above discussed.

Even though there are not direct observations that permit a validation of the former conclusions, our simulations are consistent with several indirect evidences. Firstly, our conclusions are qualitatively consistent with what can be inferred from the bottom sediments distribution. In effect, the left panel of figure 15 -adapted from Parker *et al.* 1987- shows that the bottom sediments associated to the Paraná de las Palmas (5 in the figure) have a distribution whose pattern is very similar to the plume for this tributary indicated by our simulations. Similarly, the shape and extension of the plume that according to Parker identifies the sediments related to the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo rivers (4 in the figure) is very similar to the one provided by our simulations

for the dyes associated to those rivers. Moreover, quantitative consistency is also found. Parker *et al.* (1987) showed that the decantation time of the sediments characteristic of the Paraná de las Palmas is of around 12 days. A comparison of sediments distribution (Fig. 15, left panel) with our solution for this river after 12 days (Fig. 15, right panel) shows that the model properly captures the extension and pattern of the corresponding plume.

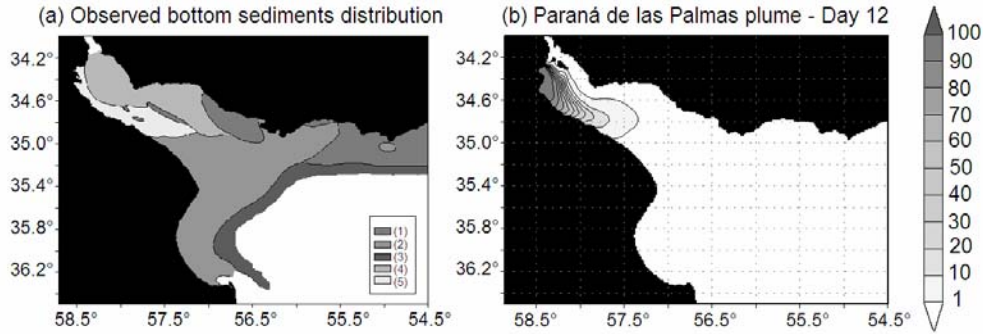


Figure 15: Left: Observed bottom sediments distribution at the upper and intermediate Río de la Plata estuary (adapted from Parker *et al.* 1987): (1) Mud; (2) Clay; (3) Sand; (4) Association of facies, of sand and clayey sand characteristic of the Uruguay and Paraná-Guazú rivers; (5) Fine textures with higher concentrations of carbon characteristic of the Luján and Paraná de las Palmas rivers. Right: Plume of the dye tracer characterizing the Paraná de las Palmas River after 12 days of simulation.

The occurrence of intense mixing in the northern portion of the estuary downstream Colonia indicated by our simulations is also consistent with what can be inferred from the conductivity field (Fig. 3a), which shows a plume of almost constant conductivity in that region, and is apparent in satellite images as well. Figure 16 (upper panel) shows a gray scale color image collected by the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer on board of Terra satellite (MODIS-TERRA, <http://visibleearth.nasa.gov>) in April 13th, 2003. During that period the discharges of the tributaries were comparable to their means (around 5,000 m³ s⁻¹ for the Uruguay and 25,000 m³ s⁻¹ for the Paraná). In this image clear waters, as those from the ocean and the Uruguay River look darker, whereas waters with high concentration of suspended matter, as those of the Paraná River, look lighter. The rapid and turbulent mixing of the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo waters after their confluence is evident in the figure in good agreement with our simulations (Fig. 5). The lower panel of figure 15 shows another image collected on May 4th, 2002, a period when the discharge of the Uruguay River was very high (around 10,000 m³ s⁻¹) and Paraná River runoff was normal (approximately 22,000 m³ s⁻¹). A strong water color gradient transversal to the estuary can be observed in its northern portion, with the presence of eddies that suggest mixing zones. Even though unfortunately images do not allow for quantification, the main features described by our simulations are observed. In particular, the larger concentration of Uruguay River waters (darker) in the northern estuary is evident, so as the better differentiation of the Uruguay and Guazú-Bravo plumes after their confluence in the upper estuary. Also, the widening and mixing of the plumes downstream Colonia can be inferred. Similar features are observed in all the other images available.

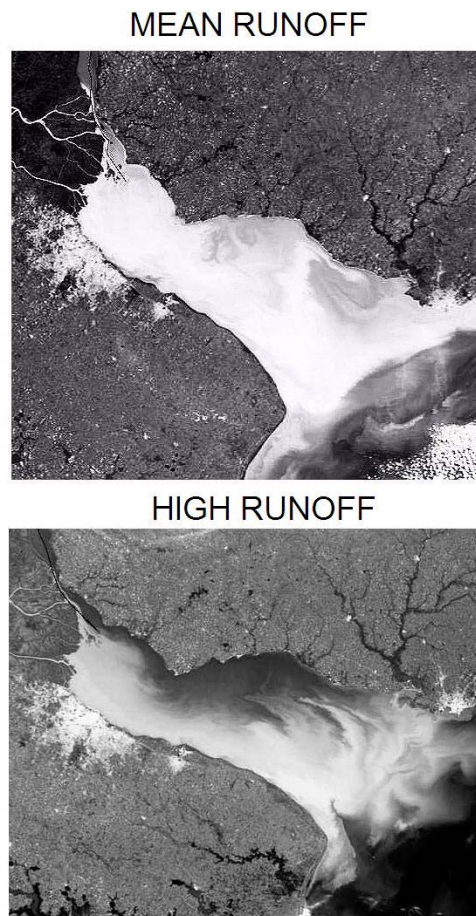


Figure 16: Gray scale color images collected by the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer on board of Terra satellite (MODIS-TERRA) in April 13th, 2003 (upper panel) and May 4th, 2002 (lower panel). Figure shows typical images collected by the satellite for mean runoff and high Uruguay River runoff conditions, respectively. (From Visible Earth, <http://visibleearth.nasa.gov>).

The results of the simulations indicate that during the most frequent storm events (Sudestadas and Pamperos) the identity and general pattern of the plumes are preserved. Nevertheless during those events, due to its shallowness, Argentinean coast is significantly affected by advection and mixing. The persistence of the signal introduced by the storms depends on the location, but does not exceed one week.

The simulations also allowed for the estimation of several mixing scales for the estuary. Given that simulations were done for steady wind conditions they do not represent any particular situation. Nevertheless they provide a good approximation and constitute the first estimates for the Río de la Plata based on realistic simulations. At the upper and upper intermediate estuary mixing scales are mainly related to the runoff with scarce influence of the mean winds. Given the broad range of discharge conditions observed in the estuary, time scales can be 50% larger (lower) than the corresponding to mean conditions for low (high) discharge.

For mean runoff, the elapsed time to the arrival of the leading edge of the Paraná de las Palmas tracer cloud at Buenos Aires is of around 3 days, whereas those of the Uruguay and Paraná Guazú-Bravo are of 7 and 5 days, respectively. The elapsed time to the peak concentration of the tracer cloud for a typical mean runoff scenario is of around 20 days at Buenos Aires. For that condition, the flushing times of the upper and upper intermediate estuary range between 10 and 60 days. Compared to typical net algal growth rates of the order of 0.1 per day, the weak flushing would permit the accumulation of nutrients and algal blooms.

Acknowledgments. This paper is a contribution to the UNDP/GEF RLA/99/G31 Project “Environmental Protection of the Río de la Plata and its Maritime Front”, the PIP 112-200801-02599, and the UBA Grant I014 and the PICT 2005 7-32606. Satellite images were provided by Visible Earth, NASA Goddard Space Flight Center, <http://visibleearth.nasa.gov>.

REFERENCES

- Acha, E. M. and G. J. Macchi. 2000. Spawning of Brazilian menhaden, *Brevoortia aurea*, in the Río de la Plata Estuary off Argentina and Uruguay. *Fishery Bulletin* 98: 227-235.
- Acha, E. M., H. W. Mianzan, C. A. Lasta and R.A. Guerrero. 1999. Estuarine spawning of the whitemouth croaker *Micropogonias furnieri* (Pisces: Sciaenidae) in the Río de la Plata, Argentina. *Marine and Freshwater Research* 50: 57-65.
- Allen-King, R. and C. K. Keller. 2001. Geochemical fingerprints aid non-point pollutant study. *Washington Water Research Center Newsletter* 4: 1-8.
- Alvarez Fanjul, E. A., B. Pérez Gómez and I. Rodríguez Sanchez-Arévalo. 1997. A description of the tides in the Eastern North Atlantic. *Progress in Oceanography* 40: 217-244.
- Backhaus, J. O. 1983. A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modelling. *Continental Shelf Research* 2(4): 243-254.
- Backhaus, J. O. 1985. A three dimensional model for simulation of shelf sea dynamics. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 38(H.4): 164-187.
- Backhaus, J. O. and D. Hainbucher. 1985. A finite difference general circulation model for shelf sea and its applications to low frequency variability on the North European Shelf. In: *Three dimensional model of marine and estuarine dynamics*. J. C. Nihoul and B. M. Jamars, (Eds.). Elsevier Oceanographic Series. 45, Amsterdam, 221-244.
- Balay, M.A. 1961. El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. *Publicación. H-621*. Buenos Aires: Servicio de Hidrografía Naval. Armada Argentina. 153 pp.
- Banas, N. S. and B. M. Hickey. 2005. Mapping exchange and residence time in a model of Willapa Bay, Washington, a branching, macrotidal estuary. *Journal of Geophysical Research*, 110, C11011, doi:10.1029/2005JC002950.
- Berasategui, A. D., E. M. Acha and N.C., Fernandez Araoz. 2004. Spatial patterns of ichthyoplankton assemblages in the Río de la Plata Estuary (Argentina-Uruguay). *Estuarine Coastal and Shelf Science* 60: 599-610.
- Biron, P. M., A. S. Ramamurthy and S. Han. 2004. Three-Dimensional Numerical Modeling of Mixing at River Confluences. *Journal of Hydraulic Engineering* 130(3): 243-253.
- Bolin, B. and H. Rhode. 1973. A note on the concepts of age distribution and residence time in natural reservoirs. *Tellus*, 25: 58-62.
- Booij, R. and J. Tukker. 2001. Integral model of shallow mixing layers. *Journal of Hydraulic Research* 39(2): 169-179.
- Boxall, J.B., I. Guymer and A. Marion. 2003. Transverse mixing in sinuous natural open channel flows. *Journal of Hydraulic Research* 41(2): 153-165.

- Braunschweig, F., F. Martins, P. Chambel and R. Neves. 2003. A methodology to estimate renewal 20 time scales in estuaries: the Tagus Estuary case. *Ocean Dynamics* 53(3): 137–145.
- Burwell, D., M. Vincent, M. Luther and B. Galperin. 1999. Modeling Residence Times: Eulerian vs Lagrangian, *Estuarine and Coastal Modeling, Proceedings of the Sixth International Conference*, Nov. 3-5, 1999, New Orleans, Louisiana.
- Consejo Federal de Inversiones. 1969. Los recursos hidráulicos de Argentina, análisis y programación tentativa de su desarrollo. Comisión Económica para América Latina, Vol. 2.
- Courant, R., Friedrichs, K. and Lewy, H., 1928. Über die partiellen Differenzengleichungen der mathematischen Physik. *Mathematische Annalen*. 100(1): 32–74.
- Delhez, E. J. M., A. W. Heemink and E. Deleersnijder. 2004. Residence time in a semi-enclosed domain from the solution of an adjoint problem, *Estuarine Coastal and Shelf Science* 61: 691–702.
- Depetris, P. J and J. J. Griffin. 1968. Suspended load in the Río de la Plata drainage basin. *Sedimentology* 11: 53-60.
- D'Onofrio, E., M. Fiore and S. Romero. 1999. Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research* 19: 1681-1693.
- Feurstein, D. L. and R. E. Selleck. 1963. Fluorescent tracers for dispersion measurements. *American Society of Civil Engineers proceedings, Journal of the Hydraulics Division* 90(SA3): 1-12.
- Fischer, H. B., E. J. List, R. C. Y. Koh, J. Imberger and N. J. Brooks. 1979. Mixing in Inland and Coastal Waters, Academic Press, San Diego, California.
- Framiñan, M. B., M. P. Etala, E. M. Acha, R. A. Guerrero, C. A. Lasta and O. B. Brown. 1999. Physical characteristics and processes of the Río de la Plata Estuary, in *Estuaries of South America: Their morphology and dynamics*. Edited by Perillo, G.M.E, M.C. Piccolo and M. Pino Quivira. Springer. Berlín, 161-194.
- Guerrero, R. A., E. M. Acha, M. B. Framiñan and C. A. Lasta. 1997. Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina, *Continental Shelf Research* 17(7): 727-742.
- Harms, I. 1997. Modeling the dispersion of ^{137}Cs and ^{239}Pu released from dumped waste in the Kara Sea. *Journal of Marine Systems* 13: 1-19.
- Harms, I. and P. P. Povinec. 1999. The outflow of radionuclides from Novaya Zemlya bays - modeling and monitoring strategies. *The Science of Total Environment* 237/238: 193-201.
- Hellweger, F. L., O. K. Scheible and E. Garland. 2003. Model for the Assessment and Remediation of Sediments (MARS Version 1.1 Beta) User's Manual and Technical Reference. Technical Report 1008884. Electric Power Research Institute (EPRI), Palo Alto, California.
- Hellweger, F., A. F. Blumberg, P. Schlosser, D. Ho, T. Caplow, U. Lall and H. Li. 2004. Transport in the Hudson Estuary: A Modeling Study of Estuarine Circulation and Tidal Trapping. *Estuaries*, 27(3): 527-538.
- Hellweger, F. 2005. Measuring and modeling large-scale pollutant dispersion in surface waters. *Water Environment Federation Collection Systems* 2005: 812-835.
- Ippen, A.T. 1966. Estuary and Coastline Hydrodynamics. McGraw-Hill, New York.
- Jaime, P., A. Menéndez and O. Natale. 2001. Balance y dinámica de nutrientes principales en el Río de la Plata interior. *Proyecto INA 10.4. Informe 01*. Instituto Nacional del Agua. Ezeiza, Sep. 2001.
- Jaime, P., A. Menéndez, M. Uriburu Quirno and J. Torchio. 2002. Análisis del régimen hidrológico de los ríos Paraná y Uruguay. *Informe LHA 05-216-02*.
- Jamali, M., G. A. Lawrence and K. Maloney. 2005. Dispersion in Varying-Geometry Rivers with Application to Methanol Releases. *Journal of Hydraulic Engineering* 131(5): 390-396.
- Jobson, J. 1996. Prediction of Traveltime and Longitudinal Dispersion in Rivers and Streams. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report* 96-4013, 69 p.
- Kalnay, E. and Coauthors. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77: 437-471.

- Koutitonsky, V., T. Guyondet, A. St-Hilaire, S.C. Courtenay and A. Bohgen. 2004. Water renewal estimates for aquaculture developments in the Richibucto estuary, Canada. *Estuaries* 27(5): 839-850.
- Liu, Z., H. Wei, G. Liu and J. Zhang. 2004. Simulation of water exchange in Jiaozhou Bay by average residence time approach. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 61: 25-35.
- López Laborde, J. 1987. Distribución de sedimentos superficiales de fondo en el Río de la Plata Exterior y Plataforma adyacente. *Investigación en Oceanología* 1: 19-30.
- Macchi, G. J., E. M. Acha and C. A. Lasta. 1996. Desove y fecundidad de la corvina rubia (*Micropogonias furnieri*, Desmarest, 1826) en el estuario del Río de la Plata, Argentina. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr* 12: 99-113.
- Menéndez, A. N., P. Jaime and O. E. Natale. 2002. Nutrients Balance in the Río de la Plata River using Mathematical Modelling. *5th International Conference HydroInformatics*, Cardiff, UK, July, 2002.
- Monsen, N. E., J. E. Cloern and L.V. Lucas. 2003. A comment on the use of flushing time, residence time and age as transport time scales. *Limnology and Oceanography* 47(5): 1545-1553.
- Nagy, G. J., C. M. Martinez, R. M. Caffera, G. Pedraloza, E. A. Forbes, A. C. Perdomo and J. L. Laborde. 1997. The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. In: *The Río de la Plata, An Environmental Review, An EcoPlata Project Background Report*. Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia. 17-68.
- Officer, C. B. and D. R. Kester. 1991. On estimating the non-advective tidal exchanges and advective gravitational circulation exchange in an estuary. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 32: 99-103.
- Okubo, A. 1973. Effect of shoreline irregularities on streamwise dispersion in estuaries and other embayments. *Netherlands Journal of Sea Research*, 6: 213-224.
- Ottman, F. and C. M. Urien. 1965. La melange des eaux douces et marines dans le Río de la Plata. *Cahiers Oceanographiques* 17: 213-234.
- Ottman, F. and C. M. Urien. 1966. Sur quelques problemes sedimentologiques dans le Río de la Plata. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique* 8 : 209-224.
- Overstreet, R. and J. A. Galt. 1995. Physical processes affecting the movement and spreading of oils in inland waters. *NOAA / Hazardous Materials Response and Assessment Division, Seattle, Washington, HAZMAT Report 95-7*, September 1995.
- Parker, G., J. L. Cavalloto, S. Marcolini and R. Violante. 1986a. Los registros acústicos en la diferenciación de sedimentos subacuáticos actuales (Río de la Plata). *1^{er} Reunión de Sedimentología Argentina*, 32-44.
- Parker, G., J. L. Cavalloto, S. Marcolini and R. Violante. 1986b. Transporte y dispersión de los sedimentos actuales del Río de la Plata (análisis de texturas). *1^{er} Reunión de Sedimentología Argentina*, 38-41.
- Parker, G., S. Marcolini, J. Cavallo and R. Violante. 1987. Modelo esquemático de dispersión de sedimentos en el Río de La Plata. *Ciencia y Tecnología del Agua* 1(4): 68-80.
- Pohlmann, T. 1996. Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea – Part I: model description, calibration and verification. *Continental Shelf Research* 16(2): 131-146.
- Quirós, R. and H. Senone. 1985. Niveles de nutrientes y pigmentos fotosintéticos en el Río de la Plata interior (55° - 59° W, 34° - 36° S). *Informe Técnico No.1, Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Departamento de Aguas Continentales*.
- Rodrigues, K. A. 2005. Biología reproductiva de la saraquita, *Ramnogaster arcuata* del estuario del Río de la Plata. *MS Thesis, University of Mar del Plata, Argentina*, 40 pp.
- Rodriguez, I. and E. Alvarez. 1991. Modelo tridimensional de Corrientes. Condiciones de aplicación a las costas españolas y análisis de resultados para el caso de un esquema de mallas anidadas. *Clima Marítimo Report* 42, 65 pp.

- Rodriguez, I., E. Alvarez, E. Krohn and J. Backhaus. 1991. A mid-scale tidal analysis of waters around the north western corner of the Iberian Peninsula. *Proceedings of a Computer Modelling in Ocean Engineering* 91, Balkema, 568 pp.
- Seluchi, M. E. and A. C. Saulo. 1996. Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: experiments using a limited area model. *Australian Meteorological Magazine* 47: 309-320.
- Sheldon, J. E. and M. Albera. 2002. A Comparison of Residence Time Calculations Using Simple Compartment Models of the Altamaha River Estuary, Georgia. *Estuaries*, 25(6): 1304-1317.
- Shen, J., J. D. Boon and A. Y. Kuo. 1999. A Modeling Study of a Tidal Intrusion Front and Its Impact on Larval Dispersion in the James River Estuary, Virginia. *Estuaries* 22(3A): 661-692.
- Shiklomanov, I.A. 1998. A summary of the monograph world water resources. A new appraisal and assessment for the 21st Century. *UNEP: Society and Cultural Organization*.
- SHN. 1992. Acceso al Río de la Plata, Carta Náutica H1, 5th ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- SHN. 1999a. Río de la Plata Medio y Superior, Carta Náutica H116, 4th ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- SHN. 1999b. Río de la Plata Exterior, Carta Náutica H113, 2nd ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- Simionato, C. G., M. N. Nuñez and M. Engel. 2001. The Salinity Front of the Río de la Plata - a numerical case study for winter and summer conditions. *Geophysical Research Letters* 28(13): 2641-2644.
- Simionato, C. G., W. Dragani, M. N. Nuñez and M. Engel. 2004a. A set of 3-D nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary -Part I M2. *Journal of Coastal Research* 20: 893-912.
- Simionato, C. G., W. Dragani, V. Meccia and M. N. Nuñez, 2004b. A numerical study of the barotropic circulation of the Río de La Plata Estuary: sensitivity to bathymetry, earth rotation and low frequency wind variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 61: 261-273.
- Simionato, C. G., C. S. Vera and F. Siegmund. 2005. Surface wind variability on seasonal and interannual scales over Río de la Plata area. *Journal of Coastal Research* 21: 770-783.
- Simionato, C. G., W. Dragani, V. Meccia and M. N. Nuñez. 2006. On the use of the NCEP/NCAR surface winds for modeling barotropic circulation in the Río de la Plata Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. In press.
- Simmonds, I and K. Keay. 2000. Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR Reanalysis. *Journal of Climate*, 13: 873-885.
- Smart, P. L. and I. M. S. Laidlaw. 1977. An evaluation of some fluorescent dyes for water tracing. *Water Resources Research* 13(1): 15-33.
- Stronach, J. A., J. Backhaus and T. S. Murty. 1993. An update on the numerical simulation of oceanographic processes in the waters between Vancouver Island and the mainland: the GF8 model. *Oceanography and Marine Biology: An annual Review* 31: 1-86.
- Takeoka, H. 1984. Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental Shelf Research* 3: 311-326.
- Urien, C. M. 1966. Distribución de los sedimentos en el Río de la Plata Superior. *Boletín Servicio de Hidrografía Naval* 3: 197-203.
- Urien, C. M. 1967 Los sedimentos modernos del Río de la Plata Exterior. Servicio de Hidrografía Naval, Argentina, *Público H-106* 4: 113-213.
- Urien, C. M. 1972. Río de la Plata Estuary environments. *Geol. Soc. of Amer. Memoirs* 133: 213-234.
- Vera, C. S., P. K. Vigliarolo and E. H. Berbery. 2002. Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review* 130: 684-699.

- Wanga, P., L. Linker, R. Batiuk and G. Shenk. 2000. Assessment of Impact of Storm on Point Source Pollutant Transport in Estuary by Dissolved Tracer Modeling. *Water Quality and Ecosystems Modeling* 1: 253-269.
- Zimmerman, J. T. F. 1988. Estuarine residence times, in: Hydrodynamics of estuaries, edited by Kjerfve, B., Hydrodynamics of estuaries, CRC Press, 1: 75–84.

Nota Técnica

**RELEVAMIENTOS SEMICUANTITATIVO PARA EL ESTUDIO
DE LA MORFOLOGÍA DE PLAYA**

Angel Marcos, Elba Fernández, Jorge Caló y Ricardo Huespe

Departamento de Geología, U.N.S. San Juan 670, (8000) Bahía Blanca. amarcos@uns.edu.ar

RESUMEN

El cambio climático global y sus efectos sobre las ambientalmente sensibles áreas costeras han llevado, tanto a los organismos científicos como económicos, a poner en ejecución planes de manejo costero. Un punto débil de este esquema es la falta de datos estadísticos, sobre todo en países del llamado Tercer Mundo, que por sus características económicas no destinan fondos para este tipo de estudio. Es por ello interesante ejecutar metodologías de relevamiento de bajo costo, accesibles aún a personas con escaso conocimiento técnico para obtener resultados que puedan servir para resolver esta problemática. Es así que se hicieron experiencias con una metodología basada en un relevamiento semicuantitativo de playas, adaptado a las condiciones del medio en la costa de Monte Hermoso. En dicha localidad, en base a estudios previos se posee un conocimiento de sus materiales y su dinámica, tanto de la playa como del mar y de su clima. Periódicamente, con un relevamiento expeditivo se pueden realizar perfiles topográficos de playa, mientras que observaciones oceanográficas y climáticas con métodos convencionales, son importantes para la comprensión de los procesos costeros que generan las variaciones morfológicas de la playa.

La metodología se basa en un relevamiento descriptivo semicuantitativo, que brinda un caudal de información confiable y permite inferir el comportamiento de la playa en función del tiempo. Se realizan bosquejos topográficos de sectores definidos de la playa, volcando la información con una simbología preestablecida, indicando la orientación de barras, canales, afloramientos, corrientes de flujo, etc. Las dimensiones son estimadas según una grilla métrica. La grilla referenciada se construye con elementos de fácil reconocimiento, presentes en la costa, las que luego se identifican en campañas sucesivas a los efectos de comparar los cambios sufridos por la playa durante un período determinado.

Los registros se transfieren a una base de datos digital gráfica, para generar mapas mediante un programa de graficación y Sistema de Información Geográfica. Ellos se evalúan individualmente y además se comparan entre campañas sucesivas, para establecer el desplazamiento de las geoformas de playa. La interpretación de los resultados obtenidos, se realiza mediante un seguimiento secuencial, para inferir la tendencia del movimiento de los sedimentos y el comportamiento estacional y anual de la playa. Además se puede determinar el tiempo en el que se desarrollan los procesos de erosión y depositación.

Palabras Claves: Morfología de playas - Manejo costero - Monte Hermoso

ABSTRACT

The global climate change and its effects on environmentally sensitive coastal areas have led both scientific and economic organizations, to implement coastal management plans. One weakness of this scheme is the lack of statistical data, especially in the so-called Third World countries, which by their economic characteristics do not allot funds for this type of study.

It would be interesting to have easy low-cost survey methodologies, accessible to people with limited technical knowledge, yielding results that could be used by the specialists in coastal management. That is a kind of appropriate technology. Thus, experiments were made with a methodology based on a semiquantitative beach survey, adapted to local people conditions.

They were carried out on the coast of Monte Hermoso, where there is knowledge of both beach and the sea sediments, dynamics and climate from previous studies. Periodically the survey can be accompanied by expeditive topographic beach profiles. Near-shore and climatic observations with conventional methods, would be important for the understanding of the coastal processes that generate the morphological variation of the beach.

The methodology is based on a semi-quantitative descriptive survey, which provides a wealth of reliable information, and thus inferences about the behaviour of the beach along the time. Topographic sketches are made from target beach areas, turning the information into defined symbols that indicate the orientation of ridges, runnels and their flow, outcrops, etc. Dimensions are measured by estimating a metric grid. In order to be located during the successive campaigns the target beach areas are referenced to natural or cultural elements of easy recognition along the coast. Thus, beach change during a given period can be compared.

The records are transferred to a digital graphic database to generate maps using a graphing program and a Geographic Information System. They are evaluated individually and also compared between successive campaigns, in order to establish changes on beach morphology. The results are chronologically compared to infer the trends of sediment movement and the seasonal and annual behaviour of the beach. The length of time to develop the processes of erosion and deposition can also be determined.

Keywords: Beach morphology - coastal management - Monte Hermoso.

INTRODUCCION

Las áreas costeras son ambientes sensibles a los cambios climáticos globales y a los efectos de tormentas, maremotos y modificaciones transitorias del nivel del mar. Considerando que estas áreas son ampliamente pobladas como consecuencia de la industria del turismo y que actualmente la urbanización de zonas costeras está en expansión, es que distintos organismos de investigación y económicos han puesto en ejecución planes de manejo costero tendientes a conservar estos ambientes y minimizar los riesgos que se puedan generar.

La urbanización en las áreas costeras, tiende a invadir la zona de los médanos protectores con lo que se altera el sistema de equilibrio de las playas, con la consecuente erosión costera y los daños ambientales que se generan en relación a las obras de ingeniería y de infraestructura, fundamentalmente en la zona próxima a la playa.

Los gobiernos han comenzado a actuar generando leyes para un ordenamiento en la urbanización de zonas costeras. La Provincia de Buenos Aires a través de la Ley 12.257 sobre el régimen de protección, conservación y manejo del recurso hídrico de la Provincia de Buenos Aires, en el Artículo 142 prohíbe el loteo y la edificación en una franja de ciento cincuenta metros (150 m) aledaña al Océano Atlántico y la edificación sobre los médanos y cadenas de médanos que lleguen hasta el mar aún a mayor distancia.

Mediante la Ley 11723 del Medio Ambiente en el Artículo quinto, inciso b, todo emprendimiento que implique acciones u obras que sean susceptibles de producir efectos negativos sobre el ambiente y/o sus elementos debe contar con una evaluación de impacto ambiental previa.

Sin embargo, un punto débil en la implementación de estas leyes, es la falta de datos estadísticos sedimentológicos, meteorológicos y oceanográficos, que permiten conocer el comportamiento de la playa y, en consecuencia poder elaborar un plan de manejo costero. La obtención de estos datos requiere de aparatología e infraestructura costosa y los gobiernos no siempre destinan fondos suficientes para la realización de estos estudios.

Por ejemplo, entre otras metodologías actuales utilizadas en la obtención de datos para los estudios de manejo costero y de evaluación de impacto ambiental, se pueden mencionar aquella del ABMS (Annual Beach Monitoring Survey) que consiste en fotografías aéreas anuales de la

costa (440 km) a escala de contacto 1:5000 (1300 fotografías). Producción anual de 2600 perfiles derivados de la fotogrametría. Análisis anual de los perfiles. Revisiones periódicas del conjunto de datos. Distribución anual de los datos e informes a las autoridades locales pertinentes ahora en forma digital (Channel Coastal Observatory, 2009).

Otro ejemplo de tecnología emergente para el relevamiento de datos costeros es aquella del escaneo laser, que presentaría ventajas sobre los métodos tradicionales para aplicaciones específicas. Los relevamientos de escaneo laser generan datos de tridimensionales de alta resolución georeferenciados a costos comparables con los métodos de relevamientos tradicionales. En el trabajo citado se hace una evaluación de esta tecnología utilizando el equipo Leica HDS 3000 en

aplicaciones de ingeniería costera (Soeder and Jenkins, 2006).

La complejidad y el elevado costo de las técnicas modernas, hacen que sean de difícil acceso a las pequeñas comunidades costeras que sufren de la problemática ya mencionada, a menos que lo realice un ente estatal o particular contratado por el estado.

Por lo tanto el objetivo de este trabajo es establecer metodologías de relevamiento (tecnología apropiada) de bajo costo, accesibles aún a personas con escaso conocimiento técnico para obtener resultados que puedan servir a los especialistas con el objetivo de resolver esta problemática. Es así que se hicieron experiencias con una metodología basada en el llamado relevamiento expeditivo, adaptado a las condiciones del medio. Estos ensayos se realizaron en la costa de Monte Hermoso, donde se tiene conocimiento de sus materiales y su dinámica, tanto de la playa como del mar y de su clima, en base a estudios anteriores.

AREA DE ESTUDIO

La ciudad balnearia de Monte Hermoso está situada sobre la costa en el SO de la Provincia de Buenos Aires, a 110 km de la ciudad de Bahía Blanca (Fig. 1). La costa en este sector es una amplia bahía de dirección E-O, que se extiende por 32 km entre Punta Sauce al E del balneario, y punta Pehuen Co, donde se encuentra la localidad balnearia del mismo nombre al O. La configuración de la costa está respaldada por un cordón medanoso parcialmente vegetado, que se extiende al norte de la ciudad con un ancho que varía entre 5 y 8 km.

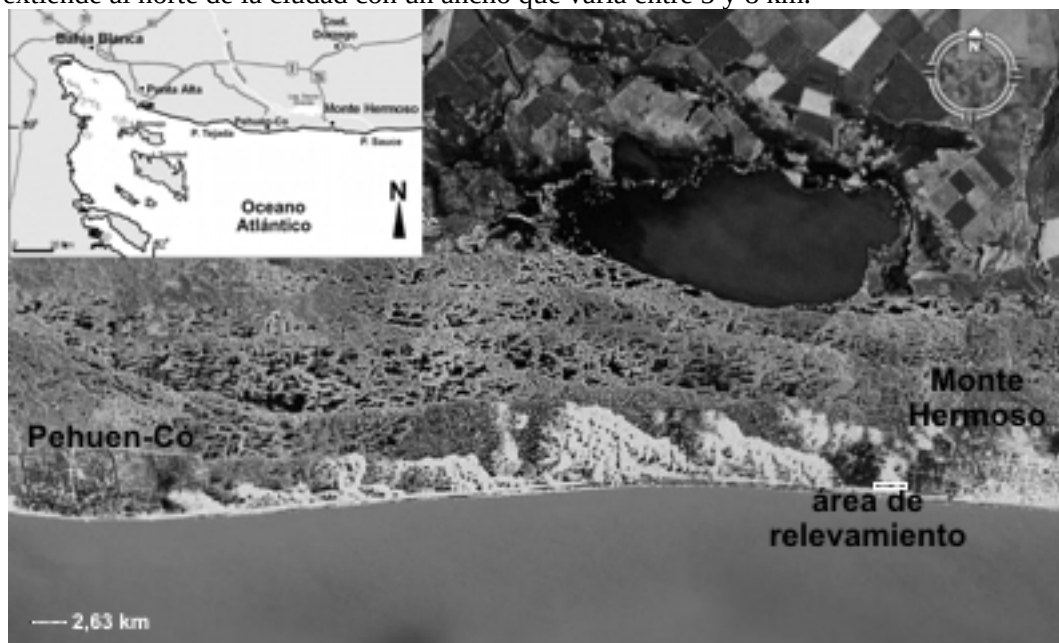


Figura 1. Localización del área de estudio.

La zona se caracteriza por la presencia de vientos cuya dirección dominante es del sector N, NO y NE. Los que provienen del mar (S, SE y SO) son menos frecuentes, sin embargo son los de mayor intensidad. Menos habituales aún son los de dirección E-O (Fernández *et al.*, 2003).

El régimen de marea es meso mareal de tipo semidiurno, con desigualdades diurnas cuya amplitud media es de 2,45 m y máxima de 3,61 m (Sicigias). La altura máxima alcanzada en pleamar es de 3,59 m y la media de 3,12 m, mientras que la bajamar más baja es de -0,05 m y una media de 0,67 m (Servicio Hidrografía Naval, 1998).

La playa en general presenta un perfil típico de playa distal, playa frontal y cara de playa según la clasificación establecida por Spalletti (1980), respaldada por médanos frontales (Fig 2), que en algunas zonas están parcialmente fijados por vegetación y en otras fueron invadidos por la urbanización. El ancho promedio de la playa alcanza valores cercanos a los 270 m, con una pendiente estimada de 35° en la zona de transición entre la playa distal y la frontal, de 2° en la parte alta de la playa frontal y de 0,5° en su porción baja (Caló *et al.*, 2005).

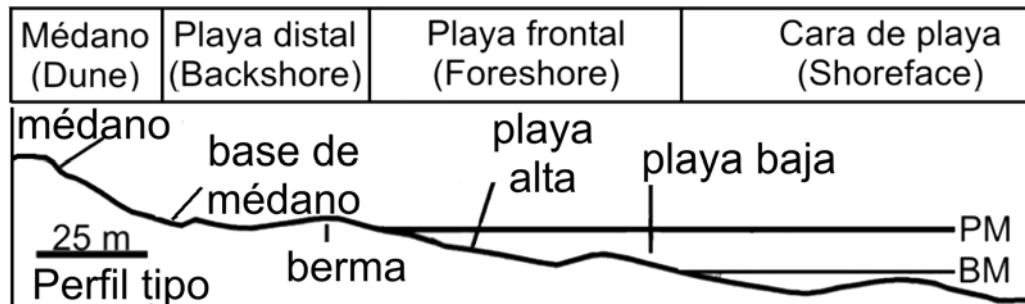


Figura 2. Esquema del perfil tipo de la playa de Monte Hermoso.

La costa está expuesta a la acción directa de olas provenientes principalmente del sector sur, aunque las mayores alturas se han registrado en aquellas provenientes del SO y alturas algo menores provenientes del SE (Caló *et al.*, 2005). Se han evidenciado olas con alturas de 5 y 6 metros del SO en un evento extraordinario en el año 1997 (Caló *et al.*, 2000). Estacionalmente en otoño e invierno las alturas medias de olas son menores que en primavera y verano. La corrientes litorales se caracterizan por una alternancia de dirección E y O con un leve dominio en esta última.

La playa está constituida por arenas finas moderadamente bien seleccionadas. Según las características texturales, son aportadas alternativamente por el médano y por la parte inferior de la playa frontal (playa baja), dependiendo de la dirección dominante del viento y de la influencia de la urbanización (Fernández *et al.*, 2003).

METODOLOGIA

La metodología propuesta es sumamente económica y no requiere de grandes y costosos equipos, y el personal para realizar estas tareas se puede conformar entrenando un equipo de trabajo que realice las mediciones en forma continua a lo largo del tiempo. Así se puede obtener una base de datos que permita hacer un seguimiento del comportamiento de la playa tanto en forma cualitativa como cuantitativa y considerar la influencia de la actividad humana sobre la línea de costa.

Para el relevamiento expeditivo, se ha diseñado una planilla de descripción semicuantitativa de playa (Fig. 3), en la que se vuelcan las principales características observadas en estudios anteriores y que se reiteran en el tiempo. En la misma se vuelcan los datos generales del observador, fecha y hora de realización del trabajo y el estado de la marea. También el tipo de perfil, las características de las barras y los canales, y el tipo de sedimento que se observa. Se anotan las formas de playa como cuspillitos y protuberancias y finalmente la presencia de afloramientos y las formas y dimensiones.

Conjuntamente con esta planilla, se prepara una plantilla cuadrículada con una escala definida confeccionada en base a la localización de los puntos de referencias fijos posicionados sobre la zona costera (Fig. 4). Las referencias fijas pueden ser: construcciones sobre la costa (casas, paradores), bajadas a la playa, vegetación permanente (árboles). De esta forma, se podrá recorrer la zona diseñando todas las geoformas que se observen posicionadas en la grilla.

Asimismo, sobre la plantilla se ubican los perfiles topográficos perpendiculares a la línea de costa. Realizando este relevamiento con una frecuencia preestablecida, se puede conocer los cambios morfológicos de la playa en forma cualitativa.

Si conjuntamente se realizan perfiles topográficos de la playa, se pueden medir las formas y establecer el volumen de material sedimentario que se desplaza entre una campaña y otra. La continuidad en el tiempo, permitirá establecer un balance sedimentario anual pudiéndose medir los cambios estacionales en cuanto a los procesos de erosión y sedimentación. De esta manera se obtiene también la información cuantitativa. Los relevamientos de los perfiles de playa se pueden realizar con el método de jalones, propuesto por Emery (1961) y cuyos resultados para esta playa, ya han sido comprobados en trabajos anteriores de Caló *et al.*, (1995, 1998). Si bien hay métodos más modernos para la realización de los mismos, el propuesto es sumamente económico en relación a la precisión que brinda.

Si bien no es el objetivo de este trabajo, es importante señalar que esta información puede ser complementada con los datos oceanográficos y meteorológicos. En cuanto a los datos oceanográficos, la experiencia del grupo de trabajo ha demostrado la eficacia del sistema LEO (Litoral Environmental Observations, del Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Corps of Engineers). Este método utiliza observaciones visuales que se anotan en una planilla normalizada (Schneider, 1981). Se deben realizar dos observaciones diarias, una a la mañana y la otra a la tarde. Los parámetros medidos, son entre otros, altura de rompiente y período de ola, frecuencia, procedencia del tren de ola, ancho de playa, zona húmeda, zona de mezcla de sedimentos y otros que se encuentran en la planilla. Estos relevamientos son de fácil realización, de bajo costo y al igual que en el método de relevamiento expeditivo, se puede entrenar personal que realice las tareas. En cuanto a los datos meteorológicos, es importante contar con el apoyo de una estación meteorológica que generalmente se encuentran en la mayoría de las ciudades balnearias.

PLANILLA DE DESCRIPCIÓN SEMICUANTITATIVA DE PLAYA

Observador	Lugar	Sector	Longitud(m)
aa/mm/dd/hh	Hora pleamar (PM)	Hora bajamar (BM)	
Estado de la marea	Pleamar	BBajante	Media B Baja Creciente Media C

TIPO DE PERFIL	Berma y Canal	Plataforma	Otro	Explicar al dorso
	Cóncavo	Lineal	Convexo	

B A R R A S	Cantidad	Berma	1°	2°	3°	Subm
	Normal					
	Lavado (2)					
	Recta					
	Crescentica					
	Doble cres.					
	Orientación (grados)					
	Altura (m)					
	Longitud (m)					
	Distancia entre barras					

C A N A L	Forma	Recto								
		Meandro								
	Salida	Gancho								
		Simple								
		Doble								
		Orientación salida								
		Con piletón	SI				NO			

Sedimento	Geoforma	P Distal	1° Barra	Entre	2° Barra	Entre	3° Barra	Entre	Submarina
	Tipo (3)								

FORMAS DE PLAYA	Cuspillitos	Protuberancias	Distancia (m)
------------------------	-------------	----------------	---------------

AFLORAMIENTOS	Forma	Largo (m):	Ancho (m):
----------------------	-------	------------	------------

NB: Indicar la opciones con una cruz.

(1) Pleamar (P), Bajante (BB), Media Bajante (MB), Baja (B), Creciente (C), Media Creciente (MC).

(2) Tiene la pendiente hacia el continente muy empinada (cara de avalancha)

(3) G: Grava, AG: Arena Gruesa, AM: Arena Mediana, AF: Arena Fina y C: Conchilla.

Figura 3. Planilla de descripción semicuantitativa de playa.

RESULTADOS

En la localidad de Monte Hermoso, se han realizado mediciones utilizando esta metodología, en un sector de 2.300 m a partir del espigón oeste hasta el Camping Americano en dirección al oeste. En la línea de costa se tomaron como referencias una casa de techo verde, un parador, una bajada de automóviles, una ruta de tierra, un árbol solitario y un tanque de agua en un camping costero. Se conoce la distancia entre ellos, y en todos los casos estas referencias no se modifican, por lo menos en un corto período, con lo que se garantiza la continuidad en el tiempo de las mediciones.

En una secuencia de cuatro campañas realizadas los días 5 y 19 de abril, 3 de mayo y 19 de junio de 2005 (C1, C2, C3 y C4 respectivamente, Fig. 4), se percibe la variación en la disposición de las formas de playa. Las variaciones en los bancos (tamaño y posición) es, además de las corrientes litorales, respuesta a las corrientes de marea de creciente, mientras que la presencia de canales refleja la dinámica de la marea de bajante.

En los extremos del sector estudiado durante la campaña **C1**, se observan dos barras con suaves pendientes y de aproximadamente 500 m y una en el centro de 150 m. Se encuentran entre los 75 y 100 m de la base de duna. La presencia de cinco canales se advierten en las proximidades del espigón, en el extremo Este de la zona estudiada, pero no se forman en el extremo Oeste.

En cuanto a los afloramientos de sedimentos consolidados, están representados por círculos proporcionales a su tamaño en la figura 4 y se encuentran posicionados entre los 100 y 150 m desde la base del médano. Dichos afloramientos se observaron en todas las campañas variando su tamaño que estaría en función del desplazamiento de la arena, produciendo un soterramiento o exposición del afloramiento. En general comienzan a aparecer en formas pequeñas en el perfil B aumentando su tamaño hacia el perfil E. A lo largo de las cuatro campañas, entre el perfil C y E los afloramientos presentan un mayor tamaño, extendidos en sentido paralelo a la costa evidenciando una menor acumulación de arena.

En la campaña **C2** se continua observando la barra próxima al espigón con las mismas dimensiones y suaves pendientes, la pequeña barra central identificada en la campaña anterior, aumenta de 150 a 360 m y finalmente la barra del sector oeste aparece dividida en dos barras de aproximadamente 250 m cada una. En este caso se encuentran entre los 50 y 75 m de la base del médano. Los canales difieren de la campaña anterior ya que se encuentran distribuidos en todo el área. En cercanías del espigón oeste, entre los perfiles A y C, disminuye la cantidad de los canales formados, encontrándose sólo dos. Entre el perfil C y E aparecen canales entre los bancos formados. Además se observó que los afloramientos de limos consolidados ubicados en el sector de los perfiles B y C exhiben un mayor tamaño, por presentar una mayor exposición. Durante la campaña **C3** persisten las cuatro barras de la campaña anterior aunque con diferencias en su morfología y posición. La longitud de la barra central sufre un aumento a 430 m. aunque la distancia a la base de duna varía entre los 50 y 75 m. La barra del extremo oeste disminuye a aproximadamente 180 m y se desplaza hacia el cordón de dunas, mientras que la barra ubicada en el perfil D se desplaza levemente hacia el SO. En esta campaña, los canales que en C2 se formaron entre las barras, se desplazaron hacia el sector de los afloramientos entre los perfiles A y D y presentan una localización similar a la identificada en C1.

Finalmente en la campaña **C4**, cambia totalmente la disposición de las barras que aparecen divididas en varias barras pequeñas de entre 180 y 290 metros, alineadas entre los 30 m y 60 m de la base de las dunas. Una barra de 200 m aparece en el sector del perfil B a los 100 m de la base de duna, siendo la más cercana a la línea de bajamar. La disposición de los canales está limitada a algunos afloramientos, observándose uno por debajo de la barra próxima a la bajamar.

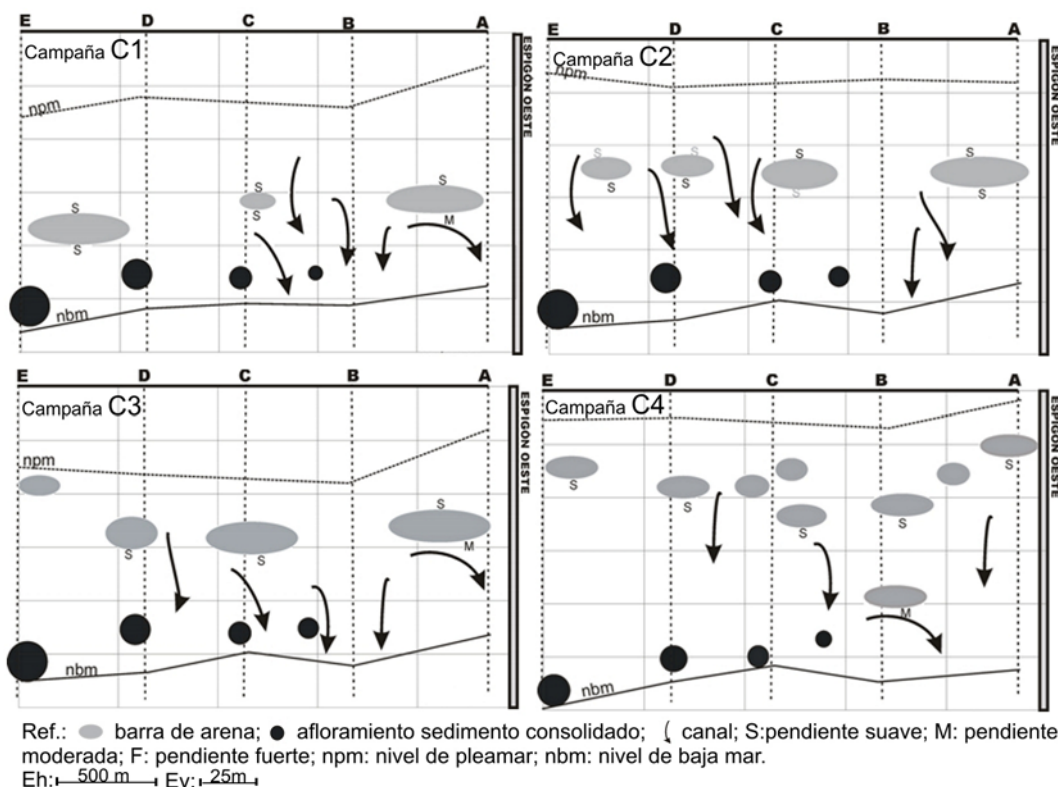


Figura 4. Relevamiento expeditivo de playas a partir de puntos de referencia ubicados en la zona costera. El límite superior de los gráficos corresponde a la base del médano.

La información obtenida a partir de este relevamiento es importante como complemento para la medición de perfiles, por cuanto permite establecer la presencia de formas de playa que no sean atravesadas por el perfil o bien determinar su extensión y posición de una forma más precisa.

CONCLUSIONES

La implementación del relevamiento semicuantitativo de las geoformas de playas para el estudio de la zona costera, es simple y económica. Las tareas se pueden realizar mediante el entrenamiento de personal no especializado para darle continuidad en el tiempo a las mediciones.

Este método de relevamiento es una fuente de información cualitativa realizado con una grilla métrica preestablecida. Una vez determinados los puntos de referencia y construida la grilla, se puede recorrer el sector seleccionado dibujando las formas principales de la playa (barras, canales y eventuales afloramientos de sedimentos consolidados), cómo así también toda otra información que se considere de importancia para evaluación del sector. Conjuntamente con el diseño de las formas, se completa la planilla de relevamiento de playa.

La metodología presentada en este trabajo se debería complementar con otras tres fuentes de información. La primera de ellas consiste en la posibilidad de contar con información cuantitativa mediante la construcción de perfiles con un método simple y económico como es la medición de Jalones Emery, el cual es un complemento ideal para la metodología presentada. El perfil de la playa se reproduce fielmente y permite establecer volúmenes de material que se desplazan. Es fundamental en el desarrollo de un plan de manejo costero para establecer sectores de extracción de arena, que en todas las localidades costeras se utiliza para la construcción.

Por otra parte, la implementación del relevamiento semicuantitativo, se optimizaría con el aporte de una segunda fuente de información como son los parámetros oceanográficos y meteorológicos, la cual es complementaria de la anterior y en conjunto brindan un caudal de información muy importante. Se debe destacar la importancia de la continuidad desde sus comienzos para establecer una base de datos estadística, que no es común encontrar en localidades balnearias tanto en Argentina como en otras partes del mundo.

La obtención de datos oceanográficos se puede realizar a partir de las planillas de observaciones costeras LEO (Littoral Environmental Observations) que se realizan dos veces por día. Este sistema de observaciones no requiere de aparatología especializada y es de rápida ejecución.

La última fuente de información que completaría la base de datos está relacionada a los datos meteorológicos. Es frecuente que cualquier ciudad balnearia disponga de una estación meteorológica.

La evaluación de la información final obtenida de estas cuatro fuentes, debería ser realizada por personal capacitado, incorporando los resultados a un programa de Sistema de Información Geográfica (SIG). De esta manera se podrá hacer un seguimiento en cuanto a las variaciones de las formas de la playa y el comportamiento de las mismas frente a la intervención del hombre.

REFERENCIAS

- Caló J., E. Fernández, A. Marcos y H. Aldacour. 2005. Observaciones litorales ambientales de olas, corrientes y vientos de la playa de monte hermoso entre 1996 y 1999. *Revista Geoacta*, 30, 27-38.
- Caló, J., E. Fernández, A. Marcos, H. Aldacour, 2000. Comparación del efecto de dos tormentas en la ciudad de Monte Hermoso. Argentina. *Geoacta*, 25:40-48.
- Calo, J., E. Fernández, A. Marcos, H. Aldacour, P. Varela, N. Marquez, 1999. Coastal environmental hazards: comparison of high winds and storm surges in Monte Hermoso City, Buenos Aires Province, Argentina. *Loicz 4th Open Science Meeting, XI Coloquio de Oceanografía. Abstracts*, p.108. Bahía Blanca, Argentina.
- Caló J., E. Fernández, A. Marcos y H. Aldacour. 1998. Analisis preliminar del balance sedimentario de la playa de Pehuen-Co, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Geoacta*, 23,1-12.
- Caló, J., A. Marcos, E. Fernández, H. Aldacour, P. Varela, N. Márquez, 1997. La tormenta de abril de 1997 en la localidad costera de Monte Hermoso, Provincia de Buenos Aires. *X Coloquio de Oceanografía, Resumen* p.34. Bahía Blanca, Argentina.
- Calo, J.; E. Fernández, H. Aldacour, A. Marcos, 1997. Dinámica sedimentaria y medio ambiente en Pehuen Có, Argentina. *1er Taller sobre Sedimentología y Medio Ambiente*, Resumen p.1. Asociación Argentina de Sedimentología, Buenos Aires.
- Caló, J, E. Fernández, H. Aldacour, 1995. Caracterización Ambiental de la playa de Pehuen-Có en base a procesos oceanográficos y atmosféricos. Su Importancia en el manejo costero. *Actas Primera Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Río Cuarto, Córdoba*, Actas 1:223-236.
- Caló, J. y N. Márquez. 1994. Anomalía oceanográfica costera en Monte Hermoso (Argentina). *Res. IX Coloquio de Oceanografía. Asoc. Int. de las Cs Físicas del Océano (IAPSO)*.
- Caló, J., G. Espósito, W. Lizasoain, R. Caputo, 1987. Estudio litoral geológico ambiental de Pehuen-Có. *Informe convenio IADO-Municipalidad Coronel Rosales*, 95pp.
- Emery, K., 1961. A simple method of measuring beach profiles. *Limnology and Oceanography*, 6:90-93.
- Fernández E., A. Marcos, J. Caló y H. Aldacour. 2006a. Balance sedimentario, parámetros meteorológicos y oceanográficos en un sector de la playa de Monte Hermoso, Provincia de Buenos Aires. *Geoacta*, 31, 11-22.

- Fernández E., A. Marcos, J. Caló y H. Aldacour. 2006b. Balance sedimentario. Res. VI Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar y XIV Coloquio de Oceanografía del CNIAPSO. p 190. Puerto Madryn, Chubut, Argentina. 4-8 diciembre de 2006.
- Fernández E., J. Caló, A.I Marcos y H. Aldacour. 2003. Interrelación de los ambientes eólico y marino a través del análisis textural y mineralógico de las arenas de la playa de Monte Hermoso, Argentina. AAS Revista,10(2):151-162.
- Fernández, E., A. Marcos, J. Caló y H. Aldacour. 2000. Proyecto de balance sedimentario en la ciudad de Monte Hermoso, Provincia de Buenos Aires. *Res. II Taller de Sedimentología y Medio Ambiente. Agosto de 2000. Asociación Argentina de Sedimentología. Buenos Aires, Argentina. p. 21-22.*
- Marcos A., E. Fernández, J. Caló y H. Aldacour. 2006. Caracterización físico ambiental de la playa de Monte Hermoso. Res. XXIII Reunión Científica. Asociación Argentina De Geofísicos y Geodestas (AAGG). Bahía Blanca. Argentina.
- Schneider C., 1981. The littoral environment observation (LEO) data collection program. Coastal Engineering Research Center, Technical Aid, 81-5, Vicksburg, Ms.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1998. Tablas de marea. Publicación H-610:140-144
- Spalletti, L.A., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina, Serie B. Didáctica y complementaria 8. 99 pp.