Determinación del perfil de remanso hidráulico en el río Tapajos (Brasil) utilizando altimetría satelital

James Apaéstegui C.

INDICE GENERAL

Página

INDICE DE CUADROS……. V

INDICE DE FIGURAS……... VI

1 INTRODUCCION……. 1

2 OBJETIVOS…….. 2

2.1 Objetivo Principal…….. 2

2.2 Objetivos específicos……. 2

3 REVISION BIBLIOGRAFICA

3.1. La cuenca del río Amazonas……. 3

3.2. Efectos del Remanso Hidráulico en la cuenca del Amazonas …… 5

3.3. Curvas de calibración en caso de remanso hidráulico…..……..... 5

3.4 ADCP (Perfilador de corriente por efecto Doppler)……..……. 8

3.5 Altimetría satelital……... 12

3.5.1 El Principio de la Altimetría Satelital……. 13

3.5.2 El Geoide…… 14

3.5.3 La Misión Grace……. 15

3.5.4 Los Geoides Mensuales…….. 16

3.6. El Principio de la medición del Radar……... 17

3.7 La misión Envisat…….. 17

3.7.1 ENVISAT RA-2…… 18

3.7.2 Algoritmos de Rastreo (Retrackers)…….. 19

3.8 Correcciones aportadas a las mediciones altimétricas en dominio continental. 21

3.8.1 Las Correcciones de Propagación…….. 21

- Corrección Ionosférica…….. 21

- Corrección por Tropósfera seca…… 22

- Corrección de Troposfera Húmeda…… 22

3.8.2 Las correcciones Geofísicas…….. 23

- Corrección de la Marea Sólida…….. 23

- Corrección de la Marea Polar……... 23

4 La cuenca del río Tapajos…….....…….. 24

5 Datos y Métodos

5.1 Niveles (registros limnimétricos)…… 28

a) Niveles en Óbidos…… 28

b) Niveles en Santarém…… 29

c) Niveles en Itaituba...…… 30

5.1.1 Aforos con ADCP…… 32

5.1.2 Generación de la curva de calibración en Itaituba

(método del "desnivel normal")……... 33

5.2 Datos Altimétricos…… 34

5.2.1 Filtro y validación de los datos espaciales.....…….. 37

5.3 Nivelación de las Estaciones……. 40

5.4 Análisis Espacial y Temporal de Avenidas…… 44

5.5 Monitoreo del perfil del remanso obtenido con los datos altimétricos…… 44

6 Resultados y Discusión

6.1 Identificación del efecto del remanso hidráulico hasta Itaituba…….. 47

6.2 Calculo del Caudal con el Método del Desnivel Normal……. 50

6.3 Nivelación de las estaciones con respecto al Geoide Grace 2c ……. 53

6.4 Uso de la altimetría satelital para el monitoreo del remanso hidráulico…… 55

6.5 Uso de los datos altimétricos para complementar las series históricas……. 61

7 CONCLUSIONES…… 66

9 BIBLIOGRAFÍA……. 68

INDICE DE CUADROS

Pagina

Cuadro Nº 1: …… 28

Fechas de inicio y fin de los registros limnimétricos utilizados para el estudio

Cuadro Nº 2:……. 31

Periodos sin registros limnimétricos en la estación de Itaituba.

Cuadro Nº 3:……. 32

Aforos realizados por el proyecto Hibam en la zona de estudio utilizando el ADCP

Cuadro Nº 4:…….. 35

Ciclos de la traza 764 del Radar Envisat que fueron utilizadas en el trabajo

Cuadro Nº 5:…….. 62

Datos generados sobre la estación de Itaituba en el ciclo creciente del hidrograma a partir de la información limnimétrica y satelital con su respectivo error de estimación

Cuadro Nº 6:…… 64

Datos generados sobre la estación de Itaituba en el ciclo vaciante del hidrograma a partir de la información limnimétrica y satelital con su Respectivo error de estimación

INDICE DE FIGURAS

Pagina

Figura 1:……. 4

Ubicación de la cuenca Amazónica en Sudamérica

Figura 2:……. 8

Esquema de los componentes típicos del ADCP

Figura 3:……. 9

Esquema del comportamiento de las señales enviadas y recibidas por el ADCP

Figura 4:……. 10

Esquema de la división del río en celdas virtuales

Figura 5:……. 10

Software que trabaja con el ADCP (Winriver) y diferentes parámetros obtenidos en el aforo.

Figura 6:……. 14

Principio de la altimetría satelital.

Figura 7:…….. 18

Componentes del Satélite Envisat

Figura 8:…….. 20

Esquema del algoritmo utilizado para determinar los rangos de alturas

Figura 9:…….. 25

Ubicación de la cuenca del río Tapajós dentro del contexto de la cuenca Amazónica

Figura 10:…… 25

Hidrograma del río Tapajós en la estación hidrométrica de Itaituba

Figura 11:…… 27

Ubicación del área de estudio

Figura 12:……... 29

Series de tiempo de las cotas observadas en la estación de Óbidos en el periodo critico de estudio

Figura 13:……... 30

Series de tiempo de las cotas observadas en la estación de Santarém en el periodo critico de estudio.

Figura 14:……... 31

Series de tiempo de las cotas observadas en la estación de Itaituba en el periodo critico de estudio.

Figura 15:…….. 33

Ubicación de la sección de aforo con ADCP (Alter do Chão) utilizada en el presente estudio.

Figura 16:…….. 36

Ubicación de la traza que fue utilizada para el estudio (764)

Figura 17:…….. 36

Perfiles longitudinales del río registrados en las fechas correspondientes por el Radar Envisat (sin filtros)

Figura 18:…….. 38

Datos altimétricos filtrados y ajustados a la función de 4º orden

Figura 19:…….. 39

Datos correlacionados para la validación de los datos altimétricos

Figura 20:…….. 39

Correlación entre las mediciones satelitales y las registradas en la estación limnimétrica de Santarém

Figura 21:…….. 40

Ubicación de las trazas utilizadas para el calculo del cero de la regla limnimétrica

Figura 22:…….. 43

Generación de valores de la interpolación. Hv.

Figura 23:…….. 45

Hidrogramas observados en las estaciones de Óbidos, Itaituba y Santarém

Figura 24:…….. 46

Correlaciones obtenidas entre los datos limnimétricos de las estaciones de Itaituba, Santarém y Óbidos.

Figura 25:…….. 47

Correlaciones mensuales obtenidas entre las estaciones de Itaituba – Óbidos donde se muestra la influencia del nivel agua del río Amazonas sobre el hidrograma registrado en la estación de Itaituba

Figura 26:…….. 48

Líneas de pendiente obtenida con los datos de las estaciones de Itaituba y Santarém

Figura 27:……. 49

Relación Cota – Caudal donde se muestra la relación no univoca de la estación de Itaituba

Figura 28:……. 51

Curva de calibración corregida con el método del desnivel normal

Figura 29:……. 52

Comparación entre los caudales calculados asumiendo una relación univoca y los calculados con el método del desnivel normal (DN)

Figura 30:……. 52

Comparación entre los caudales calculados con DN y los aforados con ADCP

Figura 31: ……. 54

Estaciones limnimétricas utilizadas con sus respectivos ceros de las reglas.

Figura 32: ……. 55

Línea de pendiente hidráulica entre las estaciones de Óbidos y Santarém

Figura 33: ……. 56

Ejemplo de variación de alturas obtenido entre las mediciones altimétricas y las limnimétricas

Figura 34: ……. 58

Imagen Satelital de confluencia de los ríos Tapajós y Amazonas

Figura 35: ……. 60

Perfiles de agua determinados por el satélite Envisat en el río Tapajós

Figura 36: ……. 61

Relación entre los datos registrados por el altímetro y los
datos limnimétricos registrados en la época de creciente del río Tapajós

Figura 37: ……. 63

Completación de datos de la serie limnimétrica utilizando la
relación encontrada con los datos altimétricos en la época de creciente.

Figura 38: ……. 64

Relación entre los datos registrados por el altímetro y los
datos limnimétricos registrados en la época de vaciante del río Tapajós

Figura 39: ……. 65

Completación de datos de la serie limnimétrica utilizando la relación
encontrada con los datos altimétricos en la época de vaciante.

1. Introducción

La cuenca Amazónica, la mas importante del planeta en función del caudal que circula por ella, y por la superficie que drena, es un área que se constituye de trascendental interés para la humanidad debido al recurso hídrico que en ella se encuentra. Por otra parte, en el campo de la investigación, muchas de las características de estos ríos amazónicos no han sido estudiadas en su totalidad, como es el caso, por ejemplo del transporte de sedimentos, y los efectos de remanso hidráulico observados debido a las mareas y flujos afluentes a un cuerpo de agua mayor.

El presente estudio se basa en el fenómeno de remanso hidráulico observado en un río amazónico. Meade y otros, en 1991, determinaron los efectos que producía este fenómeno al monitorear los datos limnimétricos de los ríos Madeira y Purús hasta 800 km aguas arriba de la desembocadura con el río Amazonas, donde se observaba que este efecto elevaba el nivel de los registros limnimétricos en 2 a 3 metros por encima de los registrados en las avenidas respectivas de estos ríos, lo cual valida que es un efecto cuantitativo y significante con respecto a los datos hidrométricos y que debe ser determinado con interés para un correcto monitoreo del comportamientos de los ríos.

EL río Tapajos (Brasil) presenta este fenómeno mencionado anteriormente, es por eso que el presente trabajo se realiza en la zona comprendida, desde la confluencia del mismo, con el río Amazonas, hasta 246 km aguas arriba de esta confluencia, zona donde se contaba con datos limnimétricos de la red de estaciones hidrométricas que posee la "ANA-Brasil" y además una traza del satélite Envisat, que corta longitudinalmente el río mencionado anteriormente, desde la desembocadura hasta 80 km. aguas arriba.

El objetivo es conocer el perfil del remanso hidráulico utilizando como herramienta, la altimetría radar, y los efectos que se observan en la estaciones hidrométricas que son afectadas por este evento.

Este trabajo se desarrolla en el marco del convenio del proyecto Hibam con la universidad Nacional Agraria La Molina el cual tiene como objetivo principal estudiar la hidrología y geodinámica de la cuenca amazónica.

2. Objetivos

2.1 Objetivo Principal

Identificar los efectos de un remanso hidráulico en función de los datos hidrométricos y monitorear las variaciones espaciales y temporales del perfil del agua en un ciclo estacional con los datos altimétricos.

2.2 Objetivos específicos

- Nivelar el "cero" de las estaciones hidrométricas a un mismo sistema de referencia para el estudio.

- Demostrar la importancia de definir una buena curva de calibración en una zona de remanso hidraulico.

- Demostrar que la altimetría satelital se constituye como una herramienta importante para el estudio de sistemas hidrológicos.

3. **Revisión Bibliográfica**

3.1 La cuenca del río Amazonas

La cuenca del Amazonas, el más importante de los ríos del planeta, en términos de superficie drenada y de caudal; cubre 6 112 000 km^2 en área, cerca del 5 % de las tierras emergidas y aporta al atlántico un volumen de agua que representa cerca del 15% de los aportes hídricos a los océanos (209 000 m^3/s con una descarga especifica de 34 l/s km^2) *(Molinier y Guyot, 1997)*

Esta cuenca ubicada entre los 5º de latitud norte y 20º de latitud sur se extiende sobre 7 países: Brasil (63%), Perú (16%), Bolivia(12%), Colombia (5.6%), Ecuador (2.3%), Venezuela (0.6%) y las Guyanas Francesas (0.2%), está limitada en el norte por el relieve del escudo Guyanés, al oeste por la cadena de los Andes, en el sur, por la plataforma del Escudo Brasileño y al este por el océano Atlántico. Entre los Andes y los antiguos Escudos los límites de la cuenca no son muy marcados y los fenómenos de difluencia son observados: en el norte con el río Orinoco y en el sur con el río La Plata. *(Molinier y Guyot, 1997)*

La cuenca amazónica está dividida en 3 grandes unidades morfo-estructurales, heredadas de la historia geológica de la cuenca: Los Escudos, La Cordillera de los Andes, y la Llanura Amazónica, que ocupan respectivamente 44%, 11%, y 45% de la superficie total de la cuenca. Las principales formaciones del Amazonas presentan características hidrográficas vinculadas a estas tres grandes unidades. Los dos ríos de origen andino (Río Marañón y Río Madeira) caracterizan sus aportes al río Amazonas por aguas cargadas en materias disueltas y particulares. (*Gibbs,1967*)

La cuenca Amazónica está sumisa a un régimen de precipitaciones esencialmente de origen Atlántico y se recoge en media 2460 mm/año *(Molinier y otros 1991)*

En la parte brasileña de la cuenca, la distribución estacionaria de las precipitaciones, muestra diferencias sensibles entre el norte y el sur: en el norte del Ecuador la máxima pluviometría es observada de mayo a julio. Por otra parte aparece de diciembre a marzo en el sur de la cuenca.

En algunas regiones Andinas son encontrados índices muy elevados de precipitación, con valores extremos de 6000 mm/año a los pies de los andes y a 300 mm/año en ciertos valles (*Roche y otros, 1992*).

En lo referente al río Amazonas, la nomenclatura del cauce principal es algo confusa. En Perú, el cauce principal del río es llamado río Ucayali hasta la unión con el río

Marañón, en esta confluencia (de acuerdo con la nomenclatura Peruana y Colombiana) es llamado inicialmente río Amazonas, luego, cuando el cauce llega a la frontera Perú-Brasil, de acuerdo con el uso brasileño el nombre local del río es de Solimoes, hasta la confluencia con el río Negro, aguas abajo de esta confluencia es llamado nuevamente río Amazonas. *(Meade y otros, 1991)*

El río Amazonas tiene más de mil afluentes de importancia, en la misma cuenca dos de sus tributarios el río Negro y el río Madeira se encuentran en el quinto y sexto lugar entre los más largos del mundo (Meade y otros, 1991).

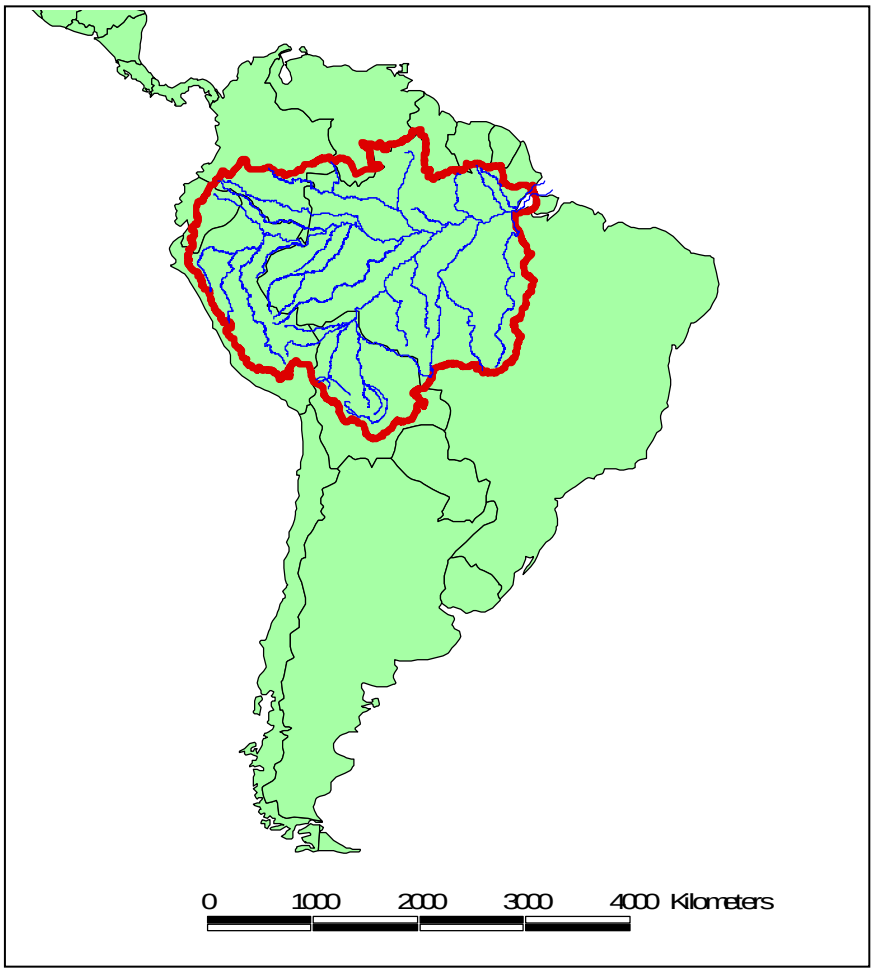


Fig. Nº 1: Ubicación de la cuenca Amazónica en Sudamérica, con su respectiva delimitación (línea roja) y con sus principales tributarios (líneas azules).

3.2 Efectos del remanso hidráulico en la cuenca Amazónica.

Un remanso hidráulico se puede definir como un aumento en el nivel de agua de un río, debido al taponamiento natural o artificial de éste, y que se propaga aguas abajo disminuyendo su intensidad hasta alcanzar el equilibrio con el nivel natural de las aguas.

Este fenómeno observado en la cuenca del Amazonas, en algunas épocas del año, genera ciertas repercusiones de origen social como el desbordamiento de los ríos y la alteración de las mediciones de los niveles de agua de los mismos que son registrados por las distintas estaciones hidrométricas que conforman parte de la red de información de esta cuenca.

No se ha estudiado mucho este fenómeno en la cuenca amazónica debido a la complejidad que existe con la información. Sin embargo en lo concerniente a los registros limnimétricos existen algunos estudios que nos muestran cual es el comportamiento que presentan los afluentes al amazonas, que al descargar sobre el amazonas se ven obstruidos por una gran masa de agua. *Meade y otros* en el año 1991 determinaron en un estudio realizado en los ríos Madeira y Purús, tributarios del río Amazonas en la parte brasileña de la cuenca, que el efecto del remanso sobre los registros limnimétricos generaba un incremento de 2 a 3 metros en el registro, mayor que el obtenido en la avenida de estos ríos.

3.3 Curvas de calibración en caso de remanso hidráulico

Definir una relación Cota – Descarga (h/Q), de una sección transversal, es determinar la descarga que corresponde a una altura de agua dada. Esta relación física que existe entre dadas características de escurrimiento, una descarga y la altura o energía potencial, es desconocida. Es por eso que se establece para ella una representación aproximada con el trazado de la curva de calibración, hecha a partir de los resultados de las mediciones y apoyado en los análisis de los parámetros de escurrimiento.

Una curva de calibración entonces, es una representación de la relación cota (altura de agua) y la descarga que circula por una sección transversal de un río o canal. Sin embargo, estas relaciones pueden ser unívocas o no unívocas. Se define una relación unívoca cuando existe una correspondencia única entre la cota observada y la descarga, en caso contrario la relación es no univoca.

En las estaciones hidrométricas, el efecto generado por la presencia de un remanso hidráulico, consiste en el registro de un incremento en el nivel de agua que puede ser aun mayor que el registrado en la avenida del río, sin embargo, este no expresa también un incremento en el caudal, generando una relación no univoca, entre la cota y la descarga.

Principalmente existen tres métodos que permiten reducir la dispersión de los datos en la relación h-Q_{aforos} no univocas para generar las curvas de calibración, estos métodos son: desnivel normal, gradiente limnimétrico e intervalo a cota máxima. (Jaccon y Cudo,1989).

Entre los métodos mencionados, es el método del desnivel normal el que otorga mejores resultados para el tratamiento de estas estaciones. Este método consiste en la determinación del caudal en función de la altura de agua registrada en la regla, con ayuda de las mediciones en una regla de apoyo, que puede estar, tanto aguas arriba, como aguas abajo y que se detalla a continuación.

- **Método del desnivel normal.**

Este método es desarrollado por el Geological Survey (USA) y es designado por "método Boyer" (*Jaccon y Ccudo, 1989*).

Principio

El método consiste en hacer la corrección que se va a aplicar al caudal Q, correspondiente a una altura h, de manera que la pendiente de la línea de agua y desnivel D, entre dos reglas difiera del valor normal Dn, por la cual la curva Q(h) esta construida.

La justificación teórica de este método se apoya en la formula de Manning, Se admite también que el flujo es permanente y poco variable.

Para una altura h de la regla principal de una estación equipada de dos reglas distantes de una longitud L y niveladas a la misma altitud, dos caudales diferentes Q1 y Q2 que fluyen con dos pendientes superficiales diferentes J1 y J2 se dice que:

$$J1 = \frac{(h - h1')}{L} \quad \text{y} \quad J2 = \frac{(h - h2')}{L}$$

h1´y h2´ son las dos cotas leídas en una regla secundaria.

La aplicación de la formula de Manning a estas dos condiciones de escurrimiento son:

$$Q1 = \frac{1}{n} SR^{2/3} J1^{1/2} \qquad (1)$$

$$Q2 = \frac{1}{n} SR^{2/3} J2^{1/2} \qquad (2)$$

Dividiendo 1 y 2 y sustituyendo:

$$Q1/Q2 = (J1/J2)^{1/2} = ((h-h1') / (h-h2'))^{1/2} = (D1/D2)^{1/2}$$

D1 y D2 siendo los desniveles entre las dos reglas.

Esta relación es escrita por el desnivel normal Dn, aquella que corresponde a la descarga Qn.

$$Q/Qn = (D/Dn)^{1/2}$$

Para representar la curva de calibración de la ecuación general Q = f´ (h, h´) es suficiente empezar a trazar a partir de las mediciones cotas de las dos reglas.

1) La curva de calibración con desnivel normal

$Qn = f(h, Dn)$ con Dn = constante

2) La curva de corrección de caudal

$Q = Qn(D / Dn)^{1/2}$

En la práctica el exponente de esta fórmula mostrada difiere notablemente del valor de 0.5, excepto en algunas obras hidráulicas cuando las condiciones de aplicación de la fórmula de Manning son buenas y que la desnivelación puede medirse sobre una corta distancia.

3.4 ADCP (Perfilador de corriente por efecto Doppler)

El perfilador de corriente por efecto Doppler es un equipo que proporciona componentes de velocidad del agua en diferentes capas de la columna de agua.

El sistema consta de un transductor que emite ondas acústicas, una fuente de energía que genera los pulsos y pre-procesa las ondas recibidas, y un PC que adquiere los datos y los procesa. El esquema del sistema es el de la figura Nº 2

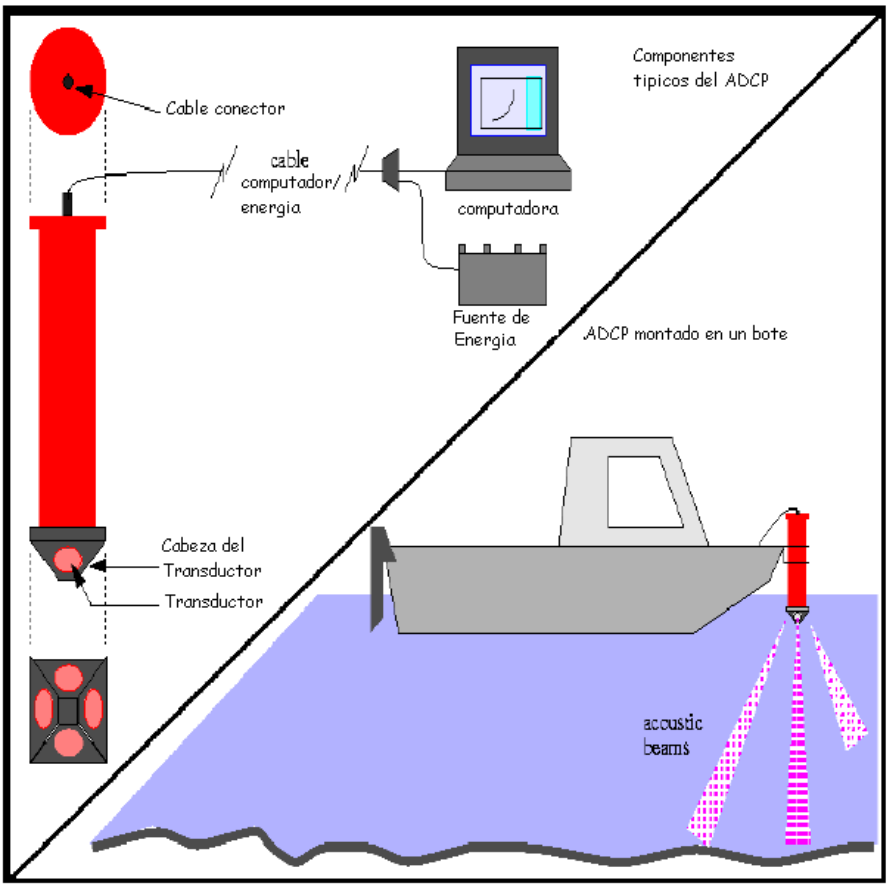


Fig. Nº 2: Esquema de los componentes típicos del ADCP

El ADCP utiliza el efecto Doppler transmitiendo sonido a una frecuencia fija y escuchando los ecos retornados por los reflectores en el agua *(RD Instruments, 1996).* Estos reflectores son pequeñas partículas o plancton que reflejan el sonido hacia el ADCP. Estos reflectores flotan en el agua y se mueven a la misma velocidad horizontal que el agua.

Debido al efecto Doppler, las ondas de sonido que rebotan desde una partícula que se aleja del perfilador tienen una frecuencia ligeramente menor cuando retornan. Las partículas que se acercan al instrumento envían de retorno frecuencias de onda más altas. La diferencia en la frecuencia de las ondas enviadas por el perfilador y las que recibe es llamada el cambio Doppler (Doppler shift). El instrumento utiliza este cambio para calcular la velocidad y la direccion con que se mueve, la partícula y el agua.

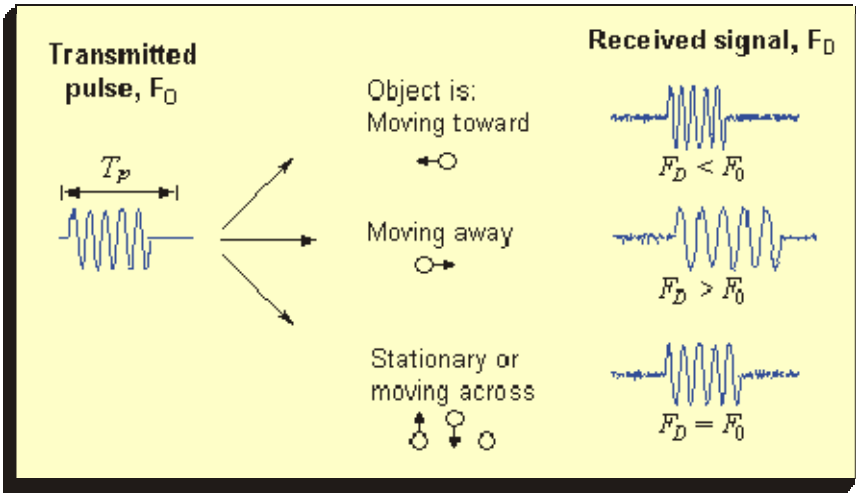


Fig. Nº 3: Esquema del comportamiento de las señales enviadas y recibidas por el ADCP (Fuente: www.sontek.com/princop/adp/adppo.htm)

Las ondas sonoras que rebotan en partículas lejanas del perfilador toman mayor tiempo en retornar que las partículas que están cerca. Midiendo el tiempo en que toman a las ondas retornar y el cambio Doppler, el perfilador puede medir la velocidad en diferentes profundidades con cada serie de pulsos de sonido; para hacer esto, divide al río en numerosas celdas virtuales con un área pre-definida (fig. Nº 4), configurada por el usuario de acuerdo con las condiciones ambientales, donde el equipo mide las velocidades del agua. El ADCP también otorga el perfil de la sección de fondo, con indicaciones de profundidades, longitud, dirección actual y valores de dispersión de la señal.

Fig. Nº 4: Esquema de la división del río en celdas virtuales

El software que trabaja con el ADCP (WINRIVER) permite seguir los procedimientos de medición, en tiempo real y exportar los datos para ser comparados con otros parámetros obtenidos sobre la sección. (Filizola y Guyot, 1996).

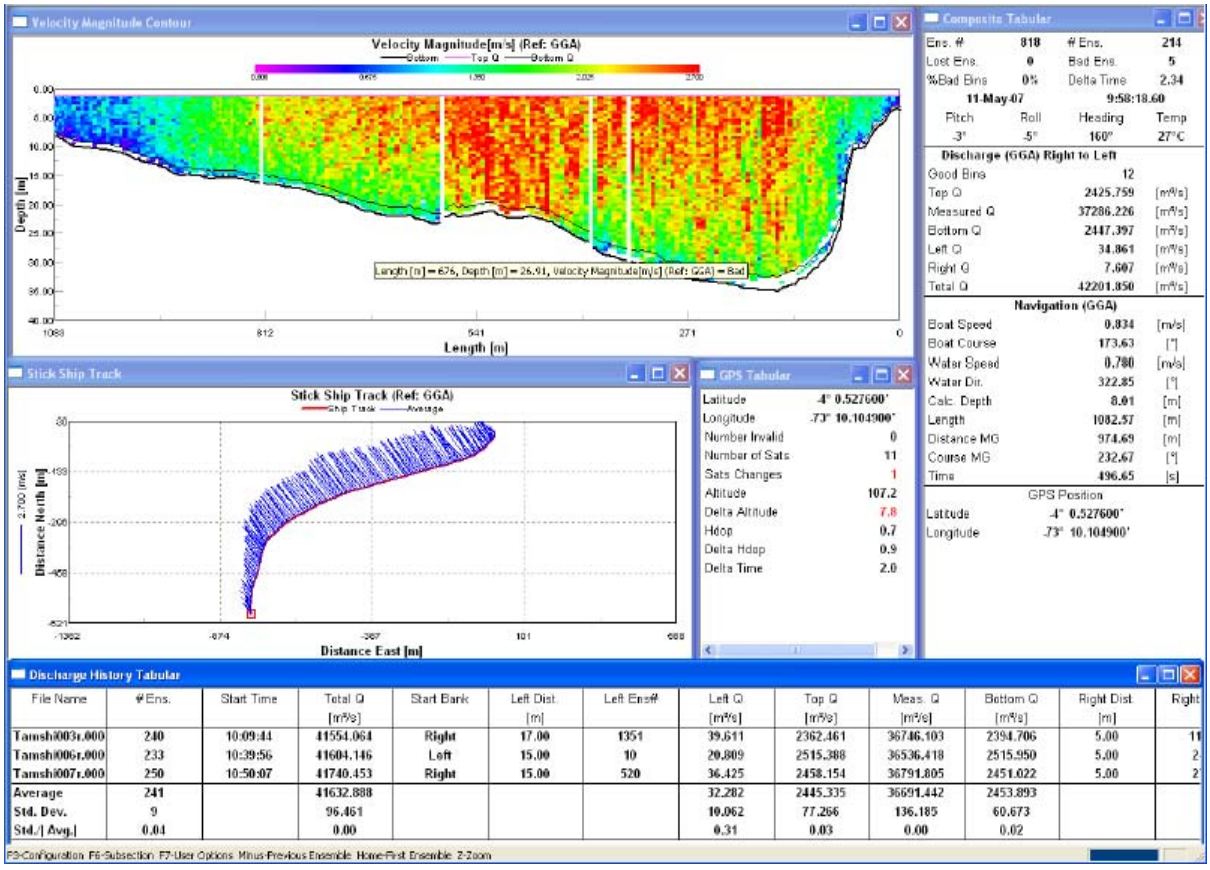


Fig. Nº 5: Software que trabaja con el ADCP (Winriver) y diferentes parámetros obtenidos en el aforo.

En el Perú, esta tecnología ha sido implementada en algunos ríos amazónicos desde el año 2001, a través del proyecto Hibam, donde las características de estos ríos en cuanto a longitud, profundidad y velocidad del agua dificultan la utilización de los métodos tradicionales como el molinete.

En Brasil esta tecnología es practicada desde el año 1995 con muy buenos resultados en los aforos, además, ya se han establecido relaciones las cuales cuantifican la cantidad total de sedimentos en función de las señales emitidas por el ADCP. (F*ilizola y Guyot, 1996*). Es así como el ADCP se constituye como una poderosa herramienta para las mediciones in-situ de las características principales de los ríos en la cuenca Amazónica donde se hace difícil la utilización de métodos tradicionales.

3.5 Altimetría satelital

Las primeras tentativas para el seguimiento de hidrosistemas continentales basados en la teledetección espacial han sido desarrolladas a partir de captores ópticos en estimación de los cambios de superficies en agua a partir de series de imágenes satelitales tomadas con intervalos de algunos años. Gracias a estas técnicas por ejemplo, el satélite Skylab ha mostrado en 1974 una disminución considerable del volumen del lago Tchad, de los reportes presentados por los astronautas de la misión Géminis y Apollo en 1965 a 1968 (Birket, 2001).

Después de 1973 instituciones como la NASA, l`ESA y CNES, gracias a los resultados experimentales obtenidos después de la primera misión del radar altímetro a bordo de Skylab, han comenzado a desarrollar y poner en orbita una sucesión de radares altímetros a bordo de diferentes tipos de misiones científicas cada vez mas sofisticadas, la ultima generación de radares altímetros han sido embarcados a bordo de los satélites T/P, ERS, Jason-1 y últimamente ENVISAT, con niveles de precisión de algunos centímetros en términos de medición de variación de altura de grandes superficies de agua. Estos niveles de precisión de este orden ha motivado a los hidrólogos a utilizar los datos altimétricos como complementos de los datos registrados in-situ para el desarrollo de los modelos hidrodinámicos, y en particular sobre las zonas de difícil acceso como la cuenca amazónica donde la instalación y el seguimiento diario de estaciones in-situ son muy complicadas.

Inicialmente, esta tecnología fue desarrollada por el estudio de superficies oceánicas, la altimetría satelital se constituye como una técnica pertinente para el seguimiento de variaciones de nivel de agua en las grandes cuencas fluviales en razón de su cobertura espacial densa y homogénea. Pero, por características de los satélites su repetitividad temporal, es insuficiente para realizar un seguimiento hidrográfico diario.

3.5.1 El principio de la altimetría satelital

Las técnicas del radar consisten en medir el intervalo de tiempo Δt que separa la emisión de una impulsión electromagnética en dirección de una superficie reflejante y el retorno de este eco. La distancia que separa el emisor de la superficie se conoce comúnmente con el nombre de "Rango" (R) y es deducido de la duración del trayecto de ida y vuelta de la onda suponiendo que esta se desplaza a la velocidad de la luz.

El principio del radar altimétrico satelital consiste, entonces, en embarcar un radar altímetro a bordo de un satélite. Este radar emite una señal (pulsos micro-ondas) en dirección de la superficie terrestre y recoge como respuesta un eco reflejado por una superficie de agua. El análisis de este eco permite extraer una medición suficientemente precisa del tiempo que le toma a la onda en tocar la superficie de agua y regresar al emisor. Este tiempo es entonces transformado en distancia al multiplicarlo por la velocidad de la luz (AVISO, 2004)

Este principio es ilustrado en la figura Nº6 en el contexto oceánico, la magnitud utilizada en la práctica es la altura denotada por "h" que corresponde a la medición instantánea de la altura del mar (Fu y Cazenave, 2001) la cual es luego convertida en distancia que separa la superficie de agua reflejada y una superficie matemática de referencia normalmente tomada como un elipsoide de referencia (la cual puede variar de un satélite al otro). Esta altura "h" es estimada a partir de dos magnitudes: de un lado la distancia que separa el satélite de la superficie terrestre conocida como el rango R o distancia altimétrica, y la altitud del satélite para referenciarlo con respecto al elipsoide de referencia a una latitud y longitud dadas "H".

En la figura Nº 6 se nota que la magnitud "h" es hecha por la suma de dos componentes: una topografía permanente o altura del geoide "hg" con respecto al elipsoide de referencia y una topografía dinámica que se superpone al geoide. En dominio oceánico, la topografía dinámica se traduce en una elevación variable en el tiempo y el espacio causada por diversos fenómenos como las mareas oceánicas, el estado del mar, etc. Para las aguas continentales, esta contribución basada muchas veces en la hidrodinámica es mucho más débil en el orden de algunos centímetros.

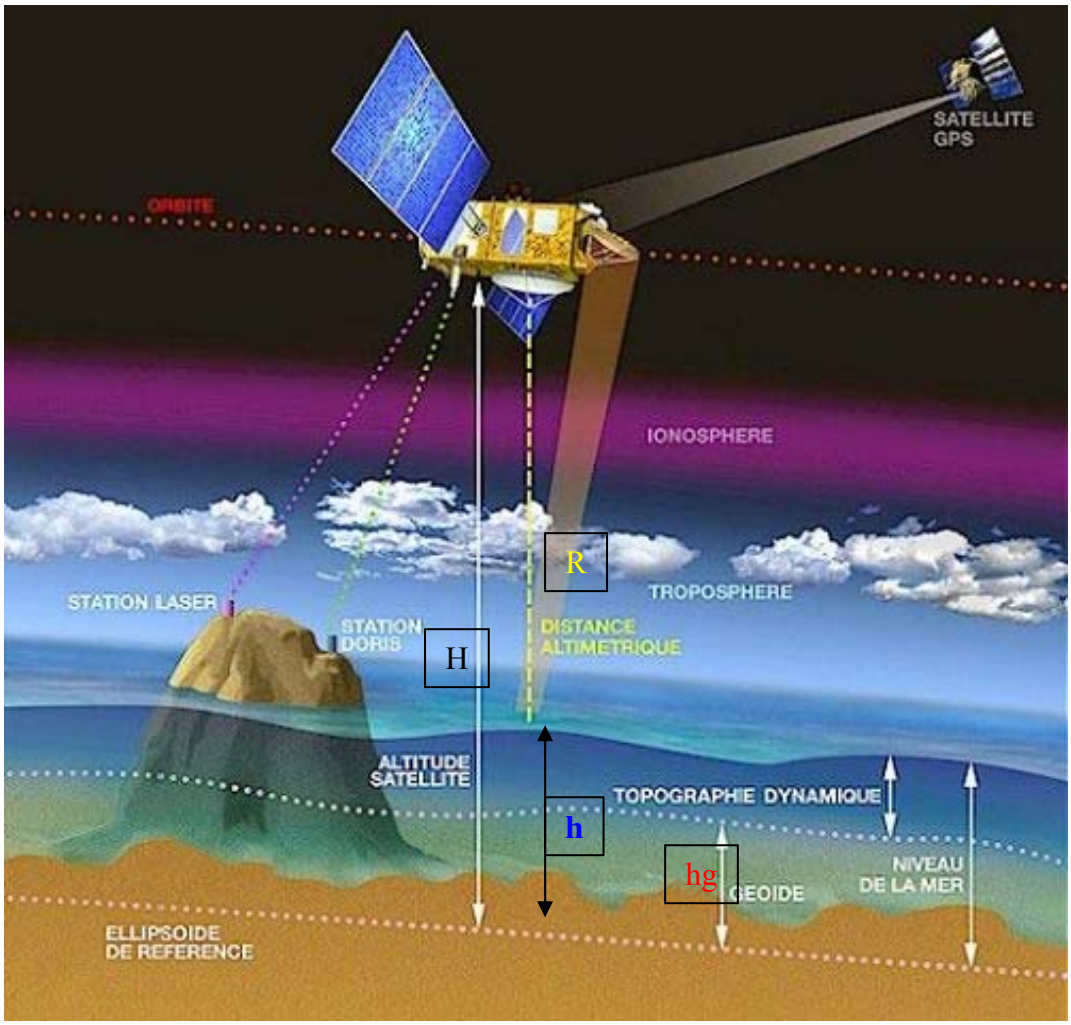


Fig. Nº 6: Principio de la altimetría satelital (Fuente: Aviso)

3.5.2 El geoide

El geoide es definido como la equipotencial del campo de gravedad coincidente con el nivel medio del mar en reposo. El geoide no puede ser medido directamente en dominio continental pues se encuentra al interior de los relieves. En dominio continental, el geoide es estimado como la suma de dos contribuciones en función de sus longitudes de onda. A escala global, el geoide, es estimado a partir de perturbaciones de la orbita de los satélites. La resolución de esta técnica está actualmente en el orden de 400 km al Ecuador. A escala local, las ondulaciones del geoide son deducidas debido a la medición de anomalías de gravedad y/o de deflexiones de la vertical. El geoide total está dado por la adición de estos dos componentes. La mejor solución actual del geoide es la obtenida por Tapley y otros (2004) como combinación de soluciones globales –

estáticas- de la misión GRACE y términos del orden y grado de la solución EGM96 que incorporan el conjunto de datos de anomalía de gravedad ahora disponibles.
En la hidrología, el conocimiento del geoide es esencial para determinar la fuerza de gravedad que es ejercida efectivamente sobre las aguas vertientes, esta fuerza no es la proyección directa de la fuerza de gravedad sobre la pendiente del relieve, sino que además es la proyección sobre la variación de altitud del lecho del río. (elevación reportada al geoide).

3.5.3 La Misión Grace

Conducida por la NASA y el DLR para observar la variaciones del campo de gravedad terrestre, mensualmente, la misión GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) es un satelite que ha sido lanzado en marzo del 2002 para un tiempo de vida de 5 años (Tapley y Reigber, 2001). Su objetivo fundamental es de cartografiar las variaciones espaciales y temporales del campo de gravedad terrestre. Las variaciones espaciales medias (hipótesis de un campo estático) son obtenidos con una resolución espacial de 400 km (Tapley y otros, 2001). Las variaciones temporales mensuales, son producidas con una resolución de ~ 2000 km.

Siguiendo una orbita casi circular a 500 km de altitud y una inclinación de 89,5º, esta misión esta compuesta por dos satélites gemelos separados el uno del otro por una distancia de aproximadamente 220 km Esta distancia es medida con precisión gracias a un sistema de telemetría micro-ondas (en banda K). A bordo de cada satélite se encuentra embarcado un receptor GPS (Dun et al, 2003). Así como un acelerómetro para medir, los efectos de las fuerzas no gravitacionales, a saber, la presión solar, el frotamiento atmosférico y de otros fenómenos no modelados (Touboul et al., 1999).

Normalmente las mediciones del desfasaje realizadas por el sistema de telemetría son referidas al sol. (Ward et al. 2002) mostrando que este procedimiento permite obtener un error inferior a 2 cm. sobre los modelos de geoide. Para obtener la componente puramente gravitacional ligada a distribución de masa al interior de la tierra, los efectos de las fuerzas no gravitacionales, medidos por los acelerómetros son retirados de la señal observada. Los receptores GPS, presentes sobre cada satélite, permiten determinar

precisamente las mediciones utilizadas para deducir los cambios de distancia entre satélites y de obtener las posiciones absolutas de los satélites. (Tapley et al., 2001).

3.5.4 Los geoides mensuales

Los datos utilizados en la práctica por la comunidad científica se componen de un juego de coeficientes del geoide y de sus incertidumbres corregidas del efecto de la atmósfera y de las mareas oceánicas para el periodo de abril 2002 a mayo del 2004. Estos coeficientes son calculados a partir de los parámetros de las orbitas (posiciones, velocidades, aceleraciones) de los satélites gemelos que constituyen la misión GRACE, por 3 equipos en el mundo: CSR (Center for Space Research) (USA), GFZ (Geoforschungs Zentrum) (Alemania) y el GRGS (Groupement de Recherche en Geodésie Spatiale) (Francia). Las variaciones temporales de los coeficientes del geoide provienen principalmente de los cambios del contenido continental de agua, de la masa integrada de los océanos y de los ruidos atmosféricos residuales (Leon, 2006).

El modelo de Gravedad Grace 02 (GGM02) está a disposición del público desde el 29 de octubre del 2004, Este modelo de la gravedad global mejora el modelo antes lanzado por la misión Grace (GGM01).

El modelo de GGM02 está basado en el análisis de los datos en vuelo de 363 días de GRACE, extendidos entre el 4 de abril de 2002 y el 31 de diciembre de 2003. Como antes, este modelo está disponible en dos formas: GGM02S - completo al grado armónico 160 - es sacado puramente de datos de satélite de GRACE, y es libre de cualquier otra información; y GGM02C - completo al grado 200 - es corregido con la información de gravedad terrestre.

3.6 El Principio de la medición del radar

El principio de la medición del radar reposa sobre la emisión de pulsos micro-ondas de alta frecuencia (aproximadamente 1.7 Khz) en el nadir del satélite hacia la superficie terrestre. Reflejada por la superficie iluminada una parte de la señal emitida regresa al emisor a bordo del satélite. Toda la información obtenida es contenida en la forma del eco recogido, en particular del tiempo de trayectoria ida y retorno.

Existen diferentes misiones espaciales que se han dedicado a realizar mediciones de altimetría satelital, sin embargo, y para el presente trabajo se habla solamente de la misión satelital encargada de la recopilación de los datos altimétricos que se utilizaron en esta investigación, es decir la misión Envisat que opera con el radar altímetro RA-2.

EL radar altímetro Envisat RA-2 es el único altímetro que opera y que tiene la capacidad de monitorear grandes ríos. Y a su vez este provee de mediciones altimétricas de las alturas de las aguas continentales.

3.7 La misión Envisat

En el marco del programa de observaciones de la Tierra, la Agencia Europea Espacial (ESA) lanzo el satélite ENVISAT en febrero del 2002, un satélite designado a ayudar a la comunidad científica a un mejor entendimiento del ámbito terrestre y los procesos que suceden en este, y que son responsables de los cambios climáticos. El satélite describe una orbita polar síncrona con el Sol a una altura de 790 Km (+/− 10 Km) y orbita la Tierra en un periodo de cerca de 101 minutos con un periodo de repetición de ciclos cada 35 días.

Estos ciclos proveen información de la superficie terrestre (tierra y océano) desde 82.4º latitud norte hasta 82.4º latitud sur, con un espaciamiento entre las trazas en el Ecuador de 85 km 2 objetivos principales fueron identificados en la misión ENVISAT (Gardini y otros, 1995):

- Colectar largas series de tiempo del ambiente terrestre en una escala global, a fin de observar las tendencias.
- Mejorar las capacidades de monitorear y manejar los recursos terrestres y contribuir a un mejor entendimiento de los procesos geológicos existentes.

Para lograr esos objetivos; ENVISAT, lleva 10 instrumentos científicos que proveen mediciones de la atmósfera, océano, tierra, y hielo a través de los 5 años que tiene planeada la misión (Wehr & Attema, 2001).

El instrumento encargado de las mediciones altimétricas es el sensor RA- 2 el cual se explica a continuación.

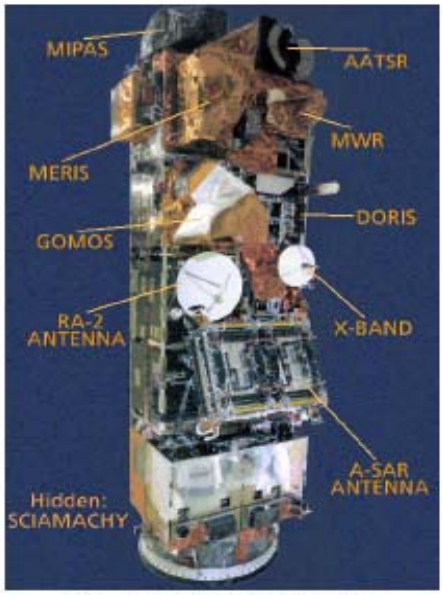


Figure 2.7. ENVISAT

Fig. Nº 7: Componentes del Satélite Envisat (Fuente: NASA)

3.7.1 ENVISAT RA-2

El objetivo del sensor RA-2 es proveer en una escala global, la colección de datos sobre el océano, la tierra y los glaciares, de manera que se pueda medir la topografía del océano, las variaciones del nivel del agua sobre las cuencas de grandes ríos, la elevación de la superficie terrestre, y monitorear los hielos oceánicos y los glaciares polares (Wehr & Attema, 2001). RA-2 es un radar altimétrico que emite pulsos limitados al nadir y opera a dos frecuencias 13.575 GHz (o 2.3 cm. de longitud de onda) en Banda Ku y 3.2 GHz (o 9.3 cm) en la banda S. (Zelli 1999). El ancho de la huella del rayo es de cerca de 3.4 km. El altímetro emite un pulso del radar y mide los dos tiempos de viaje de este desde el satélite hasta la superficie (hielo, tierra o agua). La distancia entre el satélite y la superficie terrestre, es decir la altura o rango es así derivada con precisión de algunos pocos centímetros. Una precisa determinación de la orbita es resultado de usar el sistema DORIS (Doppler Orbitography and Radiolocation Integrated by Satellite) y una precisión de alrededor de 6 cm. es obtenida para el componente radial de la

dirección del satélite (Dow y otros, 1999). La altitud del punto reflejado con respecto a un elipsoide de referencia esta dado por la diferencia entre la información de la orbita del satélite y el rango o altura corregido por los retrasos en la propagación. El tratamiento de ecos de radar o formas de onda de altímetros es realizado en la tierra para obtener valores precisos de altura (Zelli,1999)

3.7.2 Algoritmos de rastreo (Retrackers)

La altimetría con radar tiene muchas limitaciones en la tierra debido a la complejidad de las formas de onda que retornan al mismo, es por eso que es necesario el tratamiento de estas mediciones, una de estos tratamientos son los algoritmos de rastreo.

Estimaciones precisas del Rango medido por el satélite, son obtenidos usando refinados procedimientos, los cuales son conocidos como "altimeters waveform retrackers", que consisten en procesar las formas de onda del altímetro en la tierra, de manera que se obtengan mejores estimaciones del rango que las obtenidas con los algoritmos de ajuste que hay en el satélite. Los algoritmos recuperan los puntos del eco del radar correspondientes al rango efectivo del satélite y el suelo.

Para la misión Envista, 4 diferentes "retrackers" son aplicados operacionalmente a los datos del RA-2 para proveer estimaciones precisas de la altura. Cada retracker ha sido desarrollado para una superficie especifica: una para el océano, dos para las capas de hielo y una para la interfase mar-hielo. Ninguna de esta fue desarrollada para las aguas continentales, sin embargo los datos obtenidos con el algoritmo generado para el hielo (ice 1), toma valores que son bastante confiables en el estudio de las aguas continentales de la amazonia.

Este algoritmo fue generado para intentar estimar las alturas de los cascos de hielo y la superficie terrestre y se encuentra basado en el centro de gravedad paralelo, método desarrollado por Wingham y otros (1986) y aplicado por Bamber (1994). Este método de rastreo es un umbral de aproximación que requiere la estimación de la amplitud de la forma de la onda. El punto crucial en esta técnica radica en la estimación de la amplitud de la forma de la onda, la cual debe ser insensible a la señal del ruido y variaciones en su forma de onda. Los efectos del sonido son reducidos cuando el número de muestras aumenta.

El algoritmo calcula el centro de gravedad, amplitud y ancho de una caja rectangular usando el máximo de muestras de formas de onda. La amplitud de la caja es dos veces el valor del centro de gravedad.

Centro de gravedad: $$\frac{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} n y^2(n)}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)}$$

Amplitud: $$\sqrt{\frac{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^4(n)}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)}}$$

Ancho: $$\frac{\left(\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^2(n)\right)^2}{\sum_{n=1+a\ln}^{n=N-a\ln} y^4(n)}$$

Donde y es el valor de la muestra “n” y *a*ln es el numero de compartimientos asumidos al inicio y al final de la forma de la onda.

El algoritmo nominal de posición esta determinado entonces encontrando el punto en la forma de la onda (por interpolación) donde la amplitud excede un umbral (25% de la amplitud).

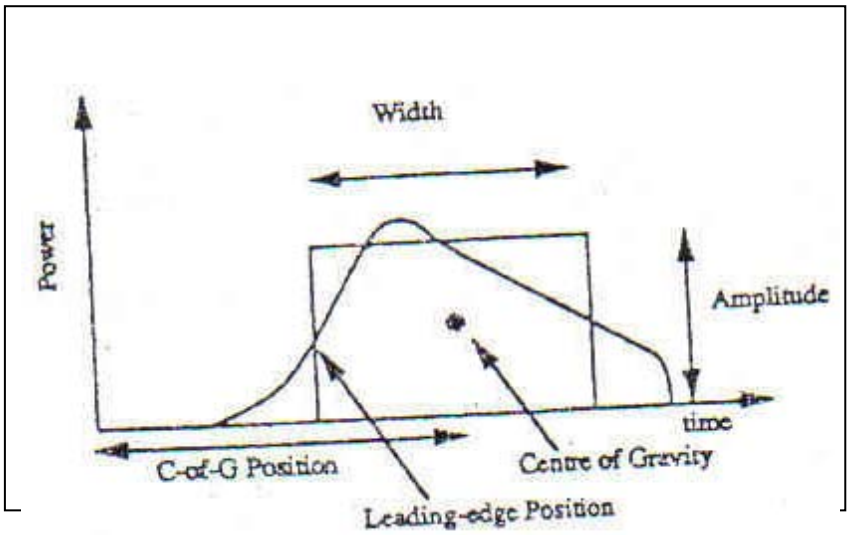


Fig. Nº 8: Esquema del algoritmo utilizado para determinar los rangos de alturas (Fuente: Remote Sensing of Enviroment)

3.8 Correcciones aportadas a las mediciones altimétricas en dominio continental.

Las señales emitidas y captadas por el radar atraviesan un medio que no es vació. Por lo tanto en el trayecto de ida y retorno a través de la atmósfera, ciertos elementos como la cantidad de electrones presentes, el aire seco de la atmósfera y el vapor de agua van a disminuir la velocidad de propagación de la onda. Estos fenómenos pueden traer sobreestimaciones de cerca de 2.5 m (Mercier, 2001). Hace falta entonces aplicar correcciones de propagación a la determinación del rango. Además la deformación de la tierra sólida sobre los efectos de la atracción de la luna y el sol y la variación en la orientación de su eje de rotación, modifica también la estimación precisa del rango con un error del orden de 20 cm. Estas últimos son conocidas como correcciones geofísicas.

Considerando que la precisión que se busca es del orden de algunos centímetros, estos elementos perturbadores deben ser identificados a fin de deducir la corrección que se necesita aplicar a la señal. Algunas de estas correcciones son aplicadas directamente por el satélite gracias a instrumentos específicos instalados a bordo; otras correcciones son deducidas en la tierra con la ayuda de modelos climatológicos. Chelton et al (2001) presentan un estudio detallado de todas las correcciones. Pero solo se sintetizaran las correcciones aplicadas para el dominio continental.

3.7.1 Las Correcciones de Propagación.

- **Corrección Ionosférica.**

La velocidad de propagación de una onda electromagnética es disminuida de manera proporcional al contenido de electrones libres presentes en la ionósfera, medio situado entre 60 y 500 km de altitud. En este medio, la presencia de electrones libres es provocada por la ionización de átomos presentes sobre el efecto de la radiación solar, de la hora en que la medición ha sido tomada, de la temporada y también del ciclo de actividad solar.

La difusión de la señal del radar por los electrones contenidos en la ionosfera pueden alargar la distancia entre 2 a 30 mm. (Frappart, 2006). Esta corrección puede ser estimada a partir de mediciones efectuadas por los sistemas de posicionamiento bi-frecuencia a bordo de los satélites, así como el sistema DORIS (Determination d´Orbite par Radiopositionnent intégré sur Satellite). Se trata de un instrumento bi-frecuencia

donde el principio de funcionamiento reposa sobre la medición de la diferencia Doppler de señales radio –eléctricas emitidas por las estaciones hacia el sol. Dichas mediciones intervienen en el calculo preciso de la orbita del satélite y en el calculo de la corrección ionosférica. (Fu et Cazenave, 2001).

- **Corrección por tropósfera seca**

Debajo de la ionósfera, de 0 a 15 km de altitud se encuentra la troposfera. Los gases aquí presentan en particular el nitrógeno y el di oxigeno, modificando el índice de refracción atmosférica, disminuyendo la radiación electromagnética emitida por el altímetro. Este alargamiento del rango varía en función de la presión atmosférica (y de la altitud).

La corrección a aplicar sobre la medición es del orden de 2.3 m al nivel del mar y varía sobre la cantidad de aire atravesado. A diferencia de la corrección ionosférica, los satélites no están equipados por instrumentos capaces de medir la presión atmosférica. Aquello es calculado en la tierra a partir de modelos meteorológicos, como por ejemplo el modelo ECMWF (European Center for Médium-range Weather Forecast) (Tremberth y Olson, 1998).

- **Corrección de tropósfera húmeda**

Sobre el mismo lecho atmosférico, la presencia de agua, sea liquida, sea gaseosa, provoca también una disminución de la onda del radar. Los valores mas importantes de esta corrección se encuentran en la zona intertropical, donde la humedad del aire es mucho más importante.

Este error que puede ser del orden de algunos milímetros en un lecho frío y de 40 cm. para aire caliente y húmedo (Tapley et al, 2001), es corregido a partir de mediciones realizadas por los radiómetros a bordo de los altímetros. Sin embargo, esta corrección es eficaz sobre los océanos. En efecto, sobre las aguas continentales, las mediciones del radiómetro integran las emisiones térmicas de diferentes superficies sobrevoladas; esto a causa del diámetro de la tarea en el suelo, normalmente de muchas decenas de kilómetros. En consecuencia, las correcciones aportadas por el radiómetro no son utilizables para el cálculo de la corrección de tropósfera húmeda en dominio continental. Las correcciones por tropósfera húmeda son entonces deducidas de las salidas de los modelos meteorológicos como el ECMWF o el NCEO (Nacional Center for Environmental Prediction).

3.7.2 Las correcciones geofísicas

- **Corrección de la marea sólida**

Como se sabe en un proceso comparable al de la marea oceánica, la tierra sólida está súbita a deformaciones debido a la acción conjugada de atracciones ejercidas por la luna y el sol; esto es conocido con el nombre de marea sólida. El desplazamiento vertical del manto continental y de las aguas que lo recubren puede atender deformaciones próximas de 20 cm. Con una precisión mejor que los centímetros, esta corrección es perfectamente modelada (Cartwright et Tayler, 1971).

- **Corrección de la marea polar.**

De la misma forma, la superficie terrestre está súbita a una deformación vertical debido a los cambios de orientación de los ejes de rotación terrestre en el espacio. Normalmente la orientación media del eje coincide con un ajuste con el eje vertical del elipsoide de referencia. El movimiento del eje de rotación de la tierra se traduce por un desplazamiento vertical de la superficie terrestre, con respecto al elipsoide de referencia utilizado, de una amplitud de 2 cm. como máximo y repartido sobre varios meses. Este efecto es también perfectamente modelable (Wahr, 1985).

La cuenca del rio Tapajos

Drenando un área de 46200 km^2, la cuenca hidrográfica del río Tapajos, tributario del río Amazonas, se extiende en su totalidad en territorio brasilero, ocupando terrenos en los estados de Mato Groso, Pará y Amazonas (*Ministerio dos Transportes – Brasil*).

Sobre la cuenca del río Tapajós se registra una precipitación media anual de 2114 mm (*ANA-Brasil*) y los datos de evapotranspiración anual de la cuenca alcanzan los 1400 mm. (*ANA-Brasil*).

Entre sus tributarios se destaca el río Juruena, que se constituye como el tributario más extenso de este sistema y el río Teles Pires o también llamado Sao Manuel el cual es el que aporta mayor caudal al río Tapajos, finalmente la descarga aportada por el río Tapajós al río amazonas es de un caudal de 11408 m^3/s. una descarga especifica de 23 $l/s/m^{2.}$ (*ORE – Hibam*)

El río Juruena nace en las laderas septentrionales de la Sierra de los Parecis en altitudes próximas a 700 m; recibe un gran número de tributarios en su recorrido de cerca de 850 km, sin embargo solamente 425 km del cauce principal de este, donde recibe por la margen derecha al afluente Capitán Teles Pires, es que el río asume la denominación de Tapajós. El río Tapajós, propiamente dicho, no presenta tributarios de gran importancia, recorriendo una extensión de cerca de 795 km hasta desaguar en la margen derecha del río Amazonas. Presenta pendiente media inferior a la de sus formadores, un lecho accidentado hasta la Cascada de Maranhãozinho y gran número de islas de este punto en el cauce.

El río Tapajos es navegable en aproximadamente 321 km sin embargo sus tributarios principales, el río Arinos y el Juruena no pueden ser considerados navegables, debido al gran numero de obstáculos encontrados a lo largo de sus cursos.

Los 321 km del bajo Tapajos presentan una pendiente media de 9.6 mm/km (*Ministerio dos Transportes – Brasil*) caracterizándose este trecho por un gran número de islas cubiertas de vegetación. Los últimos 100 km del río forma un largo estuario donde la distancia entre las márgenes derecha e izquierda del río llega a alcanzar una distancia de 18 km estrechándose hacia la desembocadura con el Amazonas, desaguando a través de un canal de aproximadamente 1,200 km de largo. (*Ministerio dos Transportes – Brasil*)

La avenida del río Tapajós se observa en los meses de Marzo y Abril, y los valores de estiaje se dan en los meses de Octubre y Noviembre.(Fig. Nº 10)

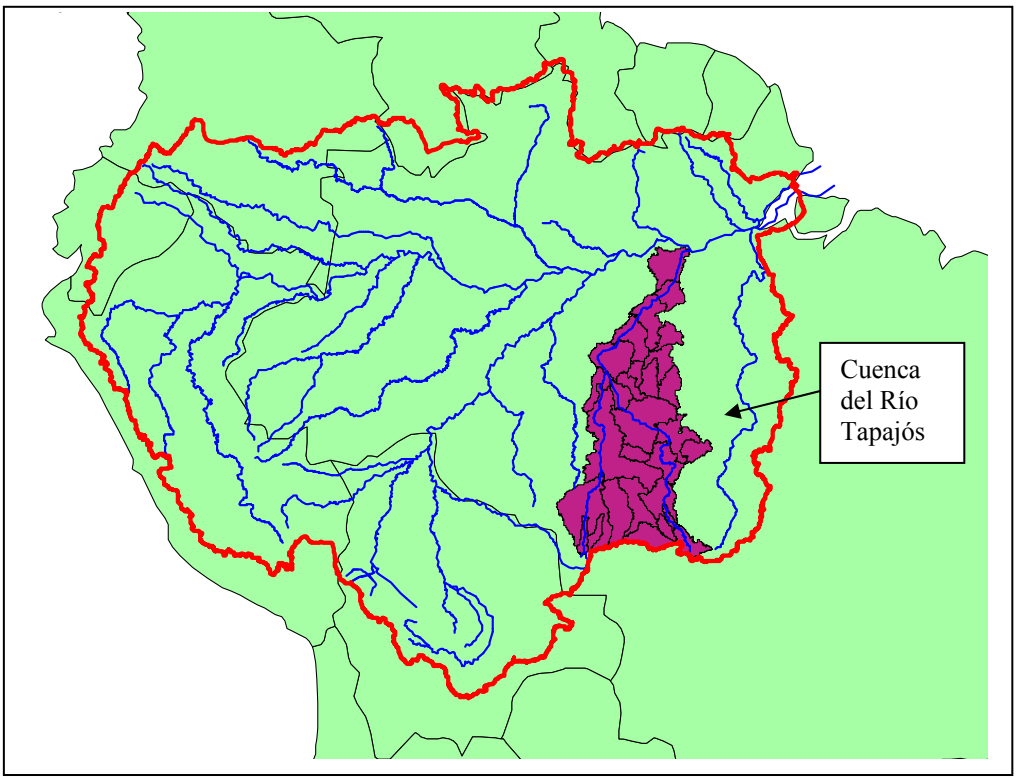


Fig. Nº 9: Ubicación de la cuenca del río Tapajós dentro del contexto de la cuenca Amazónica (fuente: ORE- Hibam)

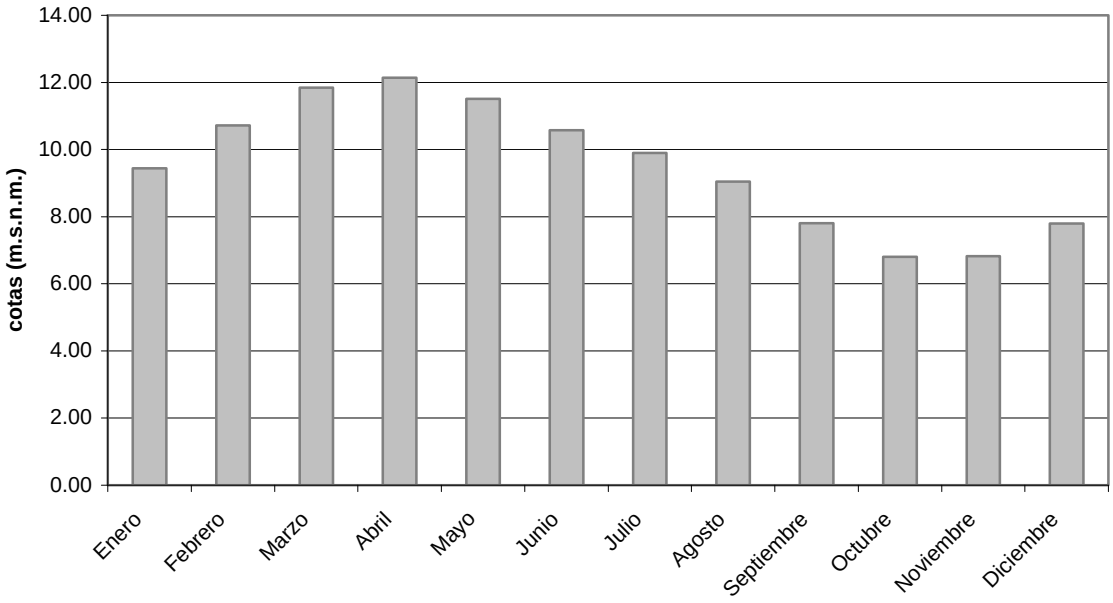


Fig. Nº 10 : Hidrograma del río Tapajos en la estación hidrométrica de Itaituba (Fuente: ANA – Brasil)

El área en la cual se realizó el presente estudio se encuentra comprendida entre las coordenada – 54.70 a -56 longitud Oeste y entre -1.90 a 4.28 latitud Sur. Área que se delimita por las estaciones limnimétricas de Obidos en el río Amazonas, Santarem en la desembocadura del río Tapajós con el amazonas e Itaituba a 248 km aproximadamente aguas abajo de la desembocadura. (figura Nº 11)

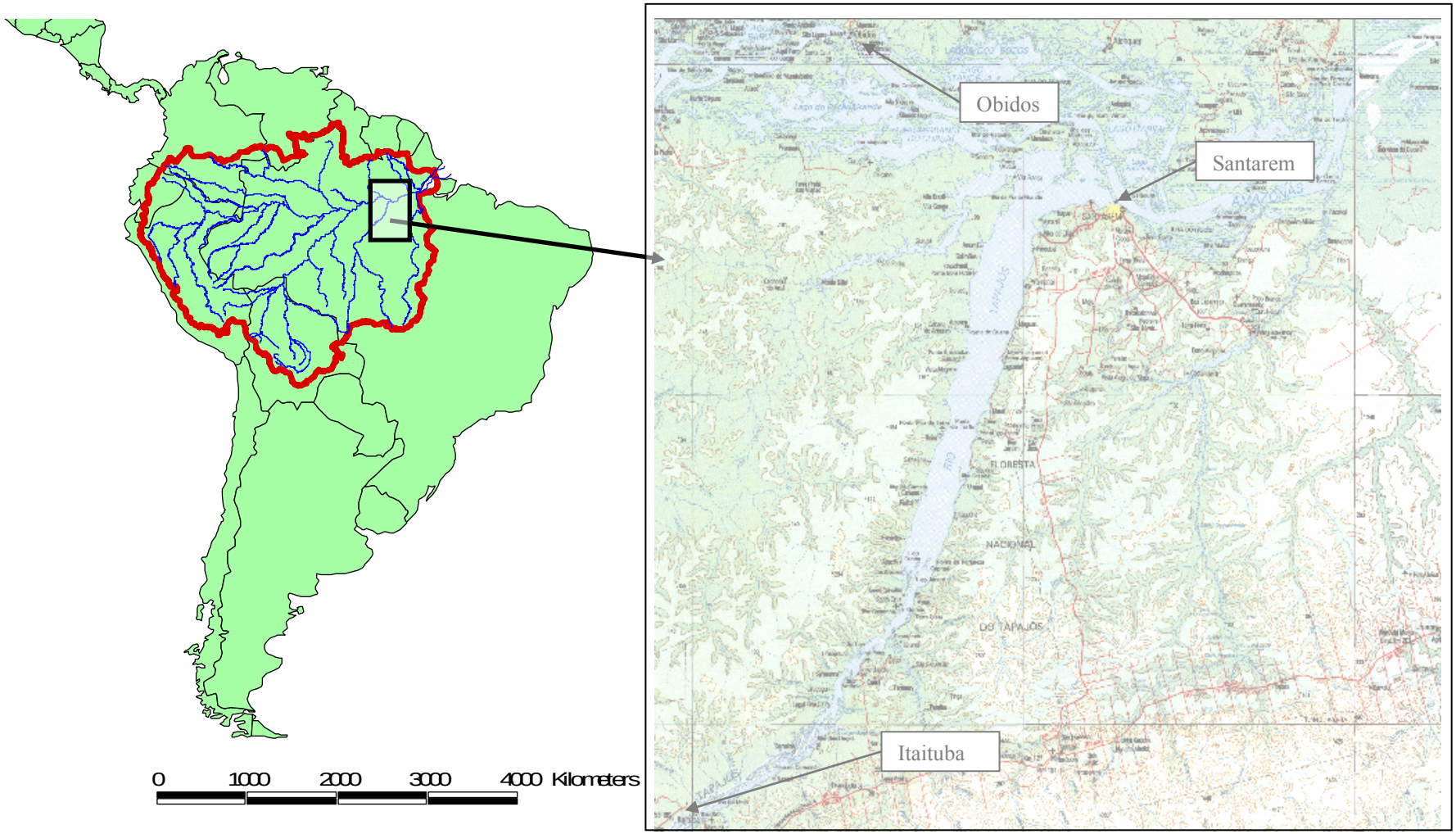


Fig. 11: Ubicación del área de estudio (fuente: Ore-Hibam)

5. Datos y Métodos

5.1 Niveles (registros limnimétricos)

Las estaciones limnimétricas de Obidos, Santarém e Itaituba que fueron antes mencionadas, registran niveles 2 veces al día, generando series temporales que a escala global y para objeto de este estudio son detalladas en el cuadro Nº 1 sin embargo, y para mejor comprensión de los datos trabajados se detallaran por estaciones.

	Inicio	Final
Obidos	23/02/1968	05/12/2005
Santarém	02/09/1930	29/04/2005
Itaituba	13/02/1968	22/06/2005

Cuadro Nº 1: Fechas de inicio y fin de los registros limnimétricos utilizados para el estudio. (ANA – BRASIL)

a) Niveles en Óbidos

La estación hidrométrica de Óbidos se encuentra ubicada en el río Amazonas con coordenadas geográficas -55.51º longitud oeste y -1.94º latitud sur. Esta estación se constituye como la más importante en el mundo en función del caudal que circula por ella (aproximadamente 170070 m^3/s). (ORE – HIBAM, Callede y otros 1996).

Los registros limnimétricos datan, como se ha mostrado en el cuadro Nº1 desde el año 1968 hasta la actualidad, sin embargo, y para objeto de este estudio solo se utilizaran las series obtenidas desde el año 2000 hasta el 2005, datos proporcionados por la ANA-BRASIL.(fig. Nº 12)

El cero de la regla limnimétrica de esta estación se encuentra a 2.41 m.s.n.m. tomando como superficie de referencia el modelo de Geoide Grace, y los registros máximos y mínimos históricos registrados en esta estación son de de 10.41 m.s.n.m. en Junio de 1989 y de 1.98 m.s.n.m. en noviembre de 1997 respectivamente. (ORE – HIBAM)

La estación de Óbidos, posee una curva de calibración univoca, pero que presenta cierta dispersión de los puntos con respecto a esta curva debido a efectos de la marea oceánica. Situada a 700 km. de la desembocadura al atlántico, los efectos de la marea afectan sus registros de niveles indicando una oscilación diaria de amplitud máxima de 10 cm en aguas bajas, sin embargo estas oscilaciones solo representan una variación de

los caudales en ±2% valor que puede ser aceptado en estas condiciones. (*Meade y otros, 2001*).

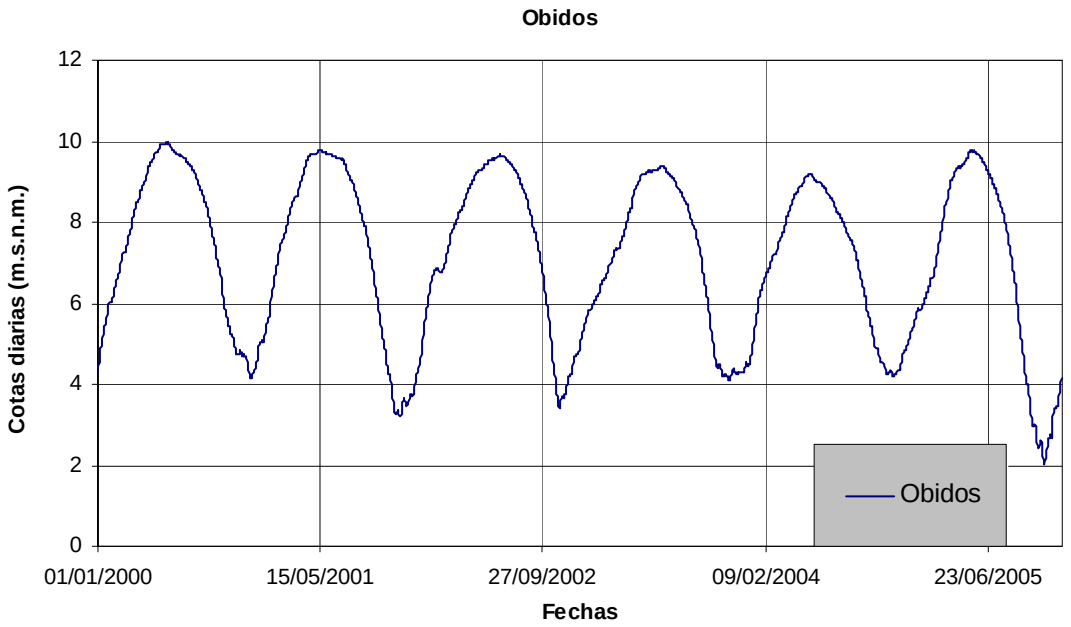


Figura Nº 12: Series de tiempo de las cotas observadas en la estación de Óbidos en el periodo critico de estudio. (ANA - BRASIL)

b) Niveles en Santarém

La estación de Santarém se encuentra ubicada en las coordenadas geográficas -54.7º longitud oeste y -2.41º latitud sur, esta estación se ubica en la desembocadura del río Tapajós con el río Amazonas, y los registros limnimétricos con los que cuenta esta estación datan del año 1930 hasta nuestros días, sin embargo y como se menciono también en la estación de Óbidos, solo se utilizaron los datos desde el año 2000 hasta el 2005. (Datos ANA – BRASIL) (fig. Nº 13)

El cero de la regla limnimétrica de esta estación se encuentra a 0.84 m.s.n.m. con respecto al modelo de Geoide Grace y el registro máximo histórico se registra en abril de 2005 con 7.66 m.s.n.m. y el mínimo histórico en noviembre de 1997 con un valor de 0.3 m.s.n.m.

Dentro de toda la serie histórica de los registros limnimétricos existe un periodo de 125 días donde no se tiene ningún registro de los niveles en esta estación, este periodo comprende desde el 30 de abril del año 2004 al 2 de setiembre del mismo año.

Es necesario resaltar que los niveles de esta estación como se vera mas adelante, también en los resultados. Presenta una fuerte influencia por el nivel del río Amazonas debido a su cercanía a este y al ser un cuerpo de agua mayor, afecta las mediciones de esta estación que aunque pertenece al río Tapajós presenta un régimen mucho más similar al observado en el río Amazonas.

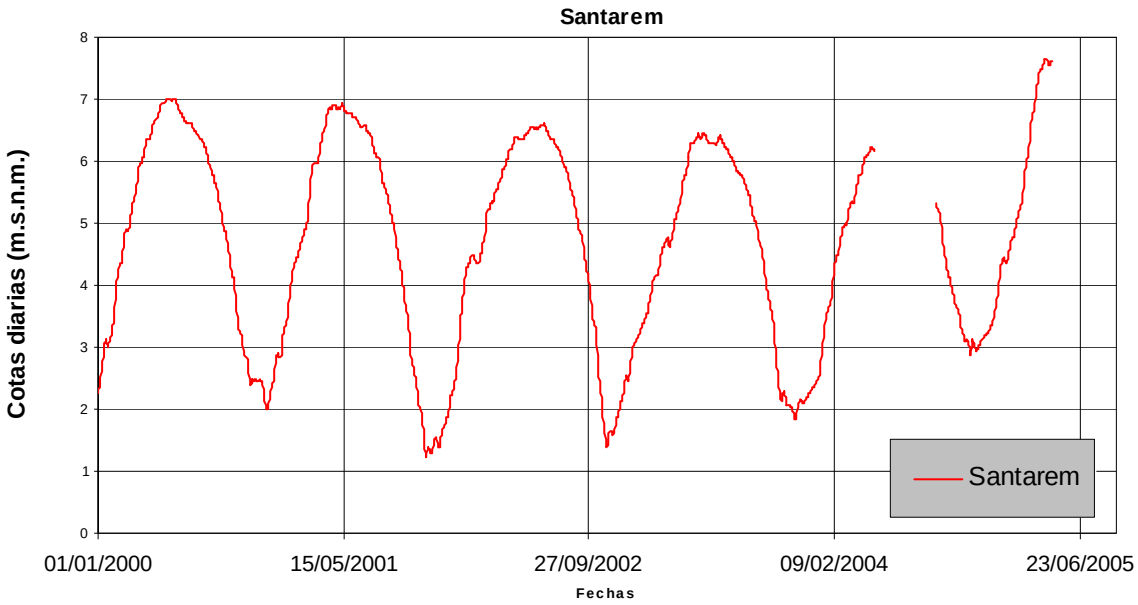


Figura Nº 13: Series de tiempo de las cotas observadas en la estación de Santarém en el periodo critico de estudio. (ANA - BRASIL)

c) Niveles en Itaituba

La estación hidrométrica de Itaituba se ubica en el río Tapajós y tiene coordenadas geográficas -55.98 longitud Oeste y -4.28º latitud Sur, a aproximadamente 243 km de la confluencia del río Tapajos y el río Amazonas, esta estación registra un modulo de caudal de 16500 m^3/s. (ORE-Hybam)

La estación de Itaituba cuenta con registros que van desde el año 1968 hasta nuestros días, pero para el presente estudio y como en las estaciones anteriores solo se utilizaran los datos de niveles registrados entre el año 2000 al 2005. (Fig. Nº 14)

No esta definido el cero de la estación de Itaituba con respecto a un modelo de geoide de referencia sin embargo su registro histórico máximo en la regla alcanzan un nivel de 957 cm. en abril del año 1989 y el mínimo histórico alcanzo 138 cm. en la regla y se registro en octubre de 1997.

Dentro de los registros limnimétricos de la estación de Itaituba para el periodo en estudio, se observan 3 intervalos de tiempo en donde no hay registro de niveles. El primero de 63 días, el segundo de 154 días y el tercero de 9 días, los cuales se detallan en el cuadro Nº 2.

Periodos sin registros

	Inicio	Final	Nº de Dias
I	31/10/2002	01/01/2003	63
II	30/09/2003	02/03/2004	154
III	24/05/2004	02/06/2004	9

Cuadro Nº 2 : Periodos sin registros limnimétricos en la estación de Itaituba. (ANA – BRASIL)

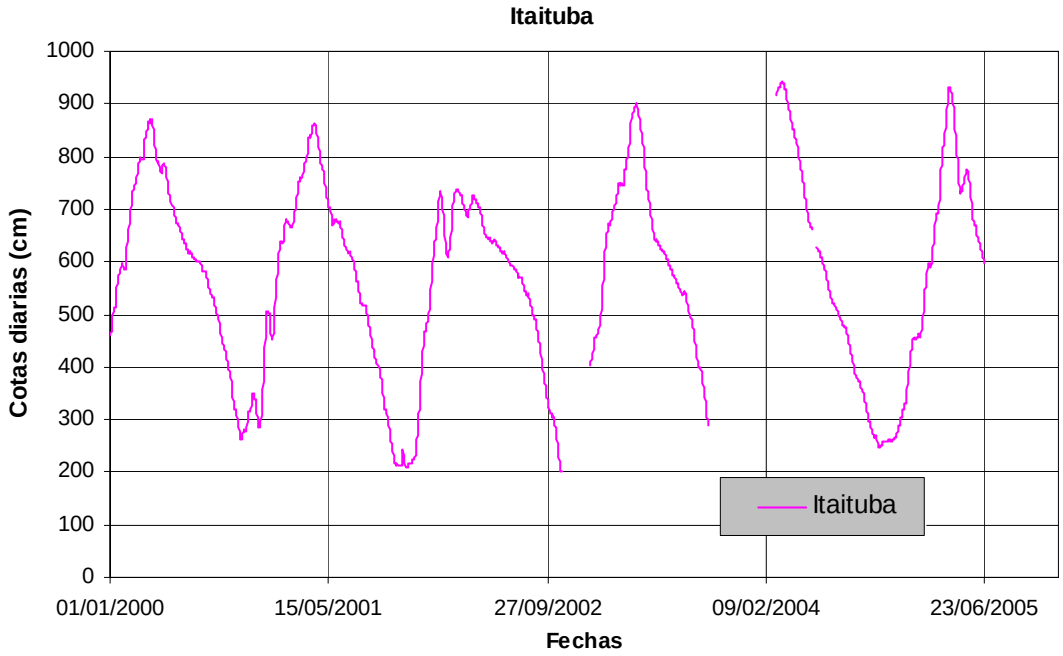


Figura Nº 14: Series de tiempo de las cotas observadas en la estación de Itaituba en el periodo critico de estudio. (ANA - BRASIL)

La estación de Itaituba presenta una relación no univoca entre los datos h – Q, debido a un represamiento en la desembocadura que será detallado en los resultados, esta dispersión que produce la no univocidad de la esta relación se disminuye utilizando el

método del desnivel normal, corrigiendo de esta manera la curva de calibración en la estación de Itaituba y que será explicada mas adelante.

5.1.1 Aforos con ADCP

El proyecto Hybam en conjunto con la ANA-Brasil, realiza campañas periódicas de aforos con ADCP en algunos ríos que conforman parte del sistema fluvial brasileño de la cuenca amazónica. Los aforos determinados con el ADCP, permiten determinar parámetros del cauce como la sección transversal del mismo, velocidad del flujo, y el caudal que circula en la sección del cauce donde se realiza el aforo.

Los datos de estas campañas de aforo se encuentran disponibles en la página del proyecto Hibam (http://www.mpl.ird.fr/hybam) donde además se cuenta con datos de geoquímica y pluviometría de la cuenca amazónica.

Las campañas realizadas en la zona de estudio por el proyecto Hibam, es decir en Alter do Chão (Fig Nº 15), para recopilar estos datos se desempeñaron en las fechas siguientes:

Alter do Chao		
Campaña	Fecha	Q (m^3/s)
BR-02	25/03/1995	22470
BR-03	06/07/1995	8670
BR-04	18/11/1995	6027
BR-05	19/07/1996	5050
BR-06	15/10/1996	6560
BR-11	05/05/1998	10793
BR-12	05/10/1998	2630
BR-24	06/06/2001	13120

Cuadro Nº 3: Aforos realizados por el proyecto Hibam en la zona de estudio utilizando el ADCP

Fig. Nº 15: Ubicación de la sección de aforo con ADCP (Alter do Chão) utilizada en el presente estudio.

5.1.2 <u>Generación de la Curva de calibración en Itaituba (método del "desnivel normal")</u>

La relación cota de la regla (h) y el caudal (Q) aforado en la estación de Itaituba, como ya se ha mencionado anteriormente presentaba una relación no univoca. Para generar la curva de calibración en estos casos se utiliza el método de la desnivelación normal o también llamado método BOYER.

Este método corrige la dispersión de los caudales para poder generar la curva, al determinarlos en función de la altura registrada en la regla de la estación y otra altura registrada en una estación aguas abajo.

Es así que para el presente estudio se encontró la curva de calibración de la estación de Itaituba con este método mencionado, de manera de determinar un caudal no sobre-estimado que se podía tener con una relación univoca. Dicha curva se presenta en los resultados con una comparación entre la curva determinada asumiendo una relación univoca y la determinada con el método presentado.

Finalmente para la validación de estos caudales corregidos, se realizó una comparación con los caudales obtenidos de los aforos con ADCP que han sido obtenidos en las campañas mencionadas en el ítem anterior. Esta comparación se presenta en los resultados de este trabajo.

5.2 Datos Altimétricos

Para entender los datos altimétricos es necesario explicar la nomenclatura con la cual se tratan estos datos, es decir una explicación simple de los términos traza y ciclo.

Cada lugar en donde que sobrevuela el satélite de una orbita repetitiva se identifica con el nombre de traza, y cada vez que el satélite recoge información de este lugar se convierte en un ciclo.

Los datos de altimetría recopilados por el radar Envisat en el periodo del 2000 al 2005 se constituyen como la herramienta más importante para el presente estudio. Al existir, una traza corta longitudinalmente al río Tapajós (Fig. Nº 16) desde una zona cercana a la confluencia con el río Amazonas hasta aproximadamente 80 km aguas arriba (traza 764) otorgándonos los niveles de agua del río Tapajos con los cuales se pueden construir los perfiles de agua del mismo.

Los datos recopilados por el radar, se generan cada 35 días, cada día de medición representa un ciclo y en este caso se trabajo desde el ciclo 10 hasta el ciclo 44 obviando algunos de estos ciclos por errores en la medición realizada, debido a diferentes factores que han sido mencionados anteriormente como la atenuación atmosférica o la lluvia por ejemplo. Es así que los ciclos de la Traza 764 que fueron descartados para el estudio son: 11, 13, 14, 15, 16, 36 y 39 debido a que no presentaban valores coherentes.

Las alturas registradas por el radar inicialmente son referenciadas al elipsoide WGS84 sin embargo, para entender mejor el comportamiento y poder compararlo con las variaciones de niveles en las estaciones hidrométricas, se referenciaron estas alturas

registradas al geoide GGM02C, y con esto se determino las variaciones del nivel del agua a lo largo del tiempo. (Fig. Nº 17)

Cuadro Nº 4: Ciclos de la traza 764 del Radar Envisat que fueron utilizadas en el trabajo.

Traza 764	
Ciclos	**Fechas**
10	26 10 2002
12	04 01 2003
17	28 06 2003
18	02 08 2003
19	06 09 2003
20	11 10 2003
21	15 11 2003
22	20 12 2003
23	24 012004
24	28 02 2004
25	03 04 2004
26	08 05 2004
27	12 06 2004
28	17 07 2004

Traza 764	
Ciclos	**Fechas**
29	21 08 2004
30	25 09 2004
31	30 10 2004
32	04 12 2004
33	08 01 2005
34	12 02 2005
35	19 03 2005
37	28 05 2005
38	02 07 2005
40	10 09 2005
41	15 10 2005
42	19 11 2005
43	24 12 2005
44	28 01 2006

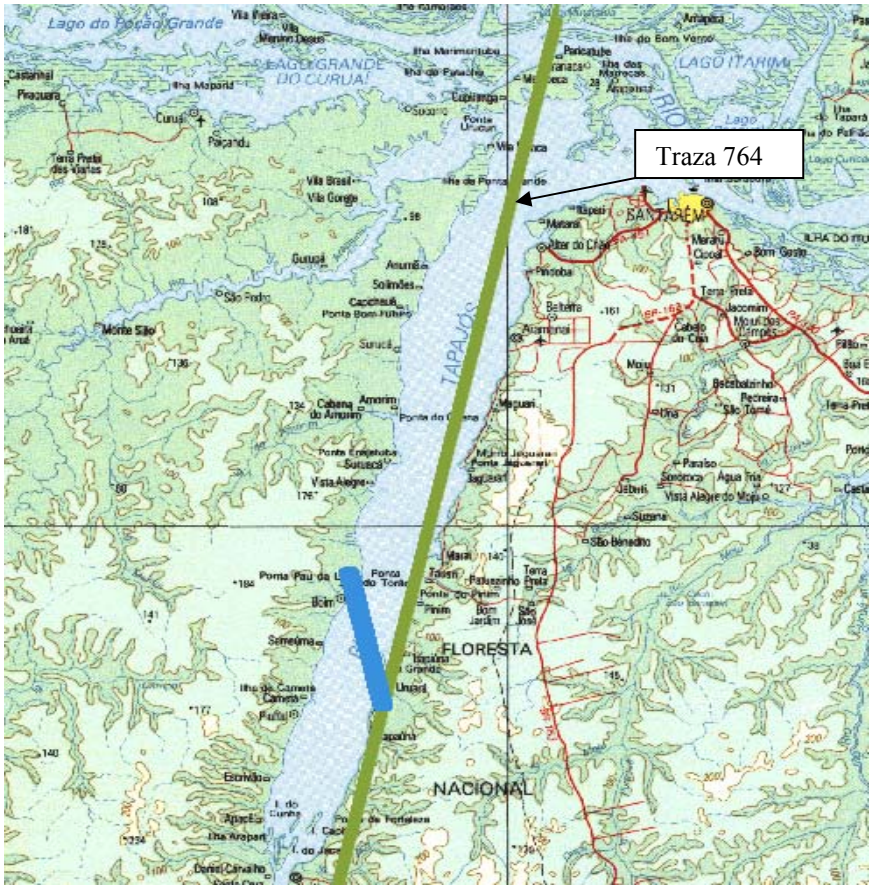


Fig. Nº 16: Ubicación de la traza que fue utilizada para el estudio (764)

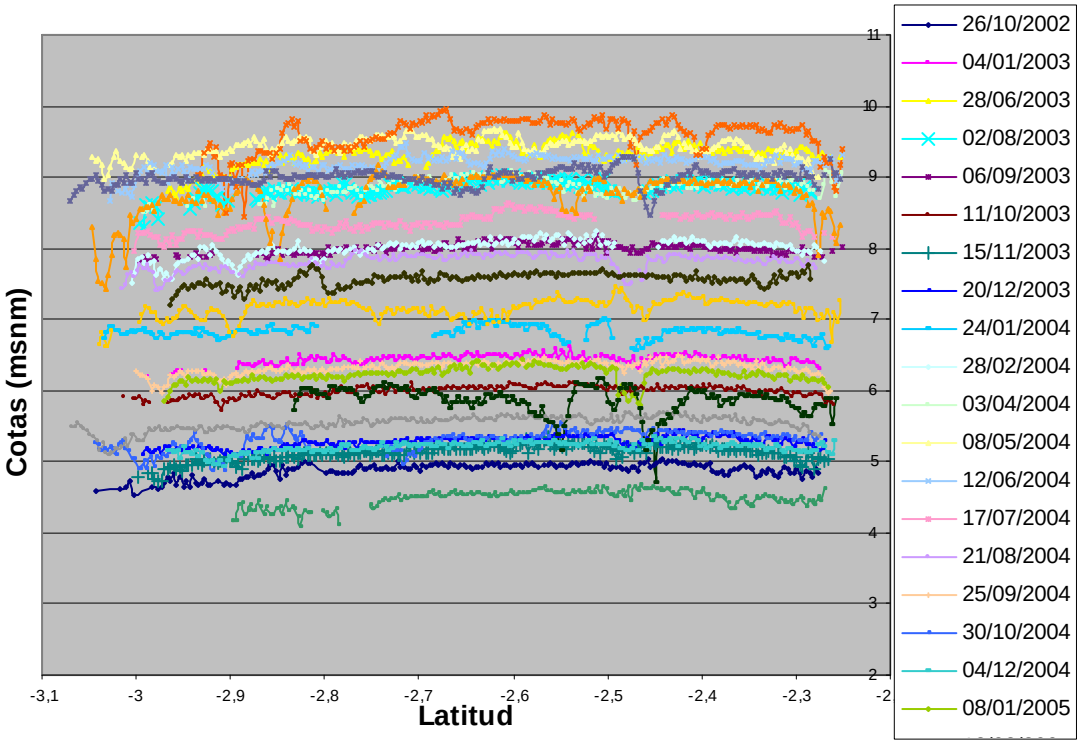


Fig. Nº 17: Perfiles longitudinales del río registrados en las fechas correspondientes por el Radar Envisat (sin filtros)

Las alturas recopiladas se trabajan utilizando el software ARCVIEW 3. 2 sobre un plano georeferenciado de la zona de estudio como se muestra en la figura Nº 19, y por conveniencia para el tratamiento de la información se presenta con el siguiente formato

Ciclo	Año	Long	Lat.	WGS84	GGM02S	GGM02C

Y se trabaja con los dos modelos de geoides que presenta Grace (GCM02c, GCM02s) para observar un mejor ajuste con la realidad de estas alturas, estos modelos de geoide han sido descritos en la revisión bibliográfica de este trabajo.

Otros datos de altimétricos también obtenidos del radar altímetro a bordo del Envisat y que fueron utilizados en el presente trabajo son las trazas 306 y 893, con las que se realizo la nivelación del cero de la regla limnimétrica de la estación de Itaituba, mediante una interpolación espacial y temporal, la cual será mostrada en la nivelación de las estaciones.

5.2.1 Filtro y validación de los datos espaciales

Los datos altimétricos recopilados, y referenciados, presentan cierta dispersión debido a algunos errores de medición, como lo pueden generar la vegetación y otros parámetros que han sido explicados anteriormente.

Para poder trabajar con estos datos es necesario realizar un filtro de esta información. Este filtrado de la información se realiza encontrando la desviación estándar que presentan los datos, esta desviación estándar, crea un rango de valores que son aceptados para la homogeneidad de la información. Los valores que se encuentran fuera de este rango, es decir, los valores extremos, son eliminados para evitar tomar en consideración mediciones erróneas que no representen el nivel del agua en el punto dado.

Una vez descartados estos valores extremos del conjunto de datos se procede a ajustar estos a una función polinómica de cuarto orden donde se pueda observar el perfil de agua en la zona de interés con una correlación aceptable entre los datos. (Fig. Nº 18)

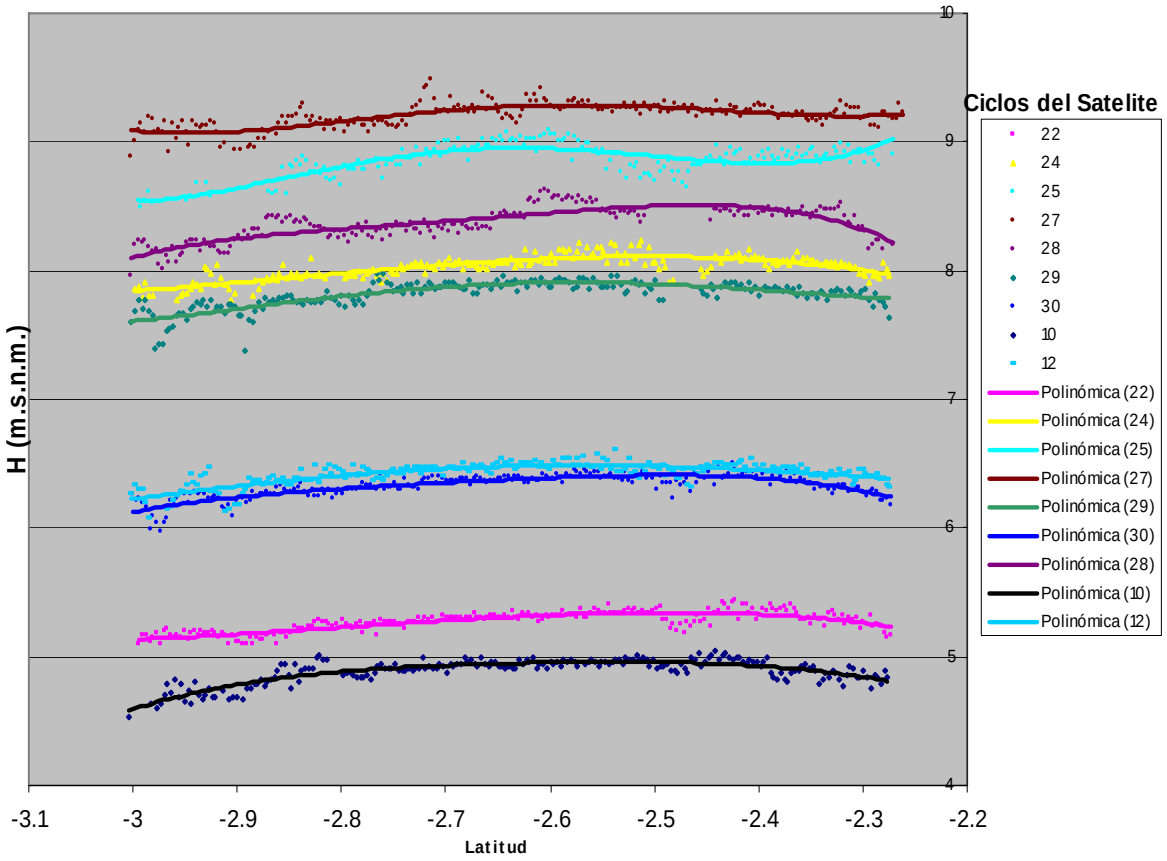


Fig. Nº 18: Datos altimétricos filtrados y ajustados a la función de 4º orden

Una vez realizado el filtro de la información satelital, se procedió a determinar la validez de esta información.

Para validar la información satelital, esta se debe comparar con los niveles tomados in situ en alguna estación hidrométrica, teóricamente el error de medición es de algunas decenas de centímetros, es así que la información recopilada se comparo con los datos de la estación limnimétrica mas cercana que es la de Santarém (Fig. Nº 19), donde se observo una correlación adecuada para empezar el análisis posterior. (Fig. Nº 20)

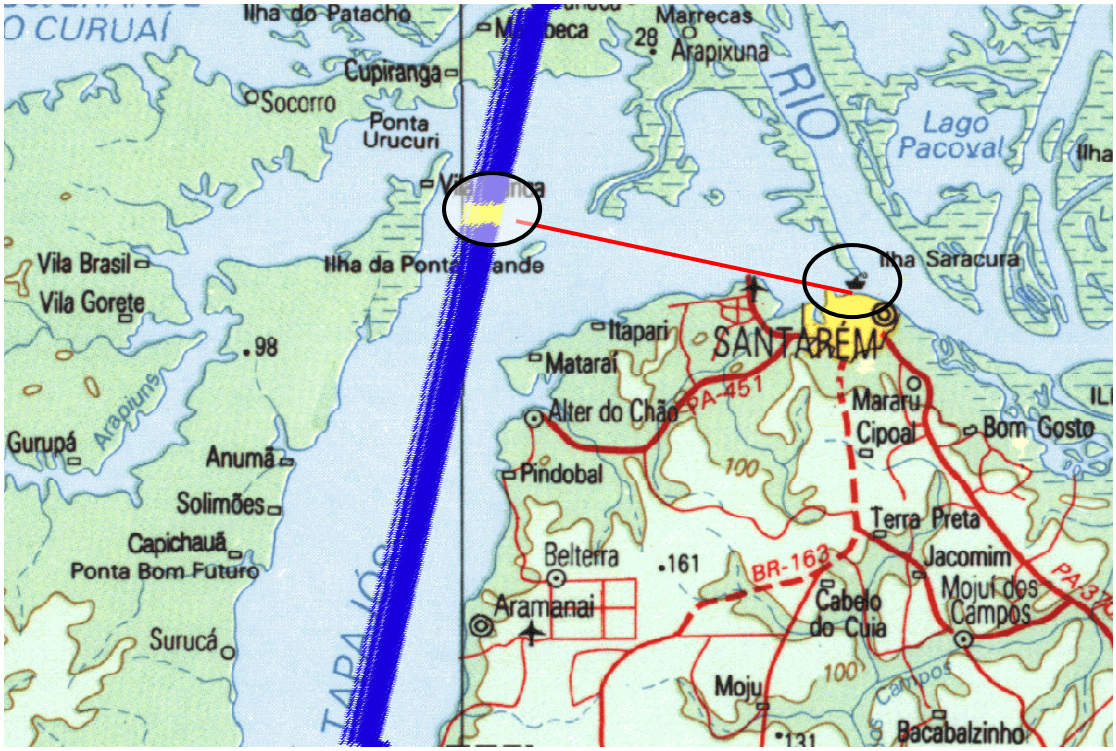


Fig. Nº 19: Datos correlacionados para la validación de los datos altimétricos.

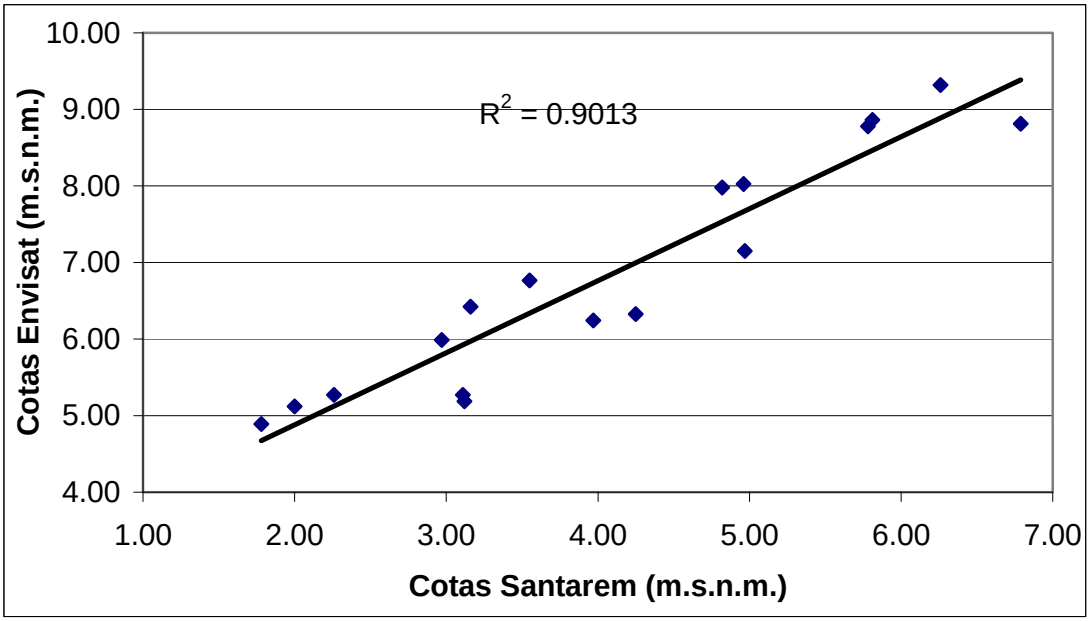


Fig. Nº 20: Correlación entre las mediciones satelitales y las registradas en la estación limnimétrica de Santarém (ANA – BRASIL)

5.3 Nivelación de las Estaciones

Como se ha mostrado en el trabajo se contaba con la información detallada de las estaciones de Obidos y Santarém, lo cual no sucedía, con la estación de fundamental importancia que se encontraba aguas abajo, es decir Itaituba. No se conocía el "Cero" de la regla limnimetrica que media los datos, sin embargo, con el uso de la altimetría satelital, se determinaron que dos trazas del satélite ENVISAT, pasaban muy cerca de la estación y es así que se utilizaron estas trazas (traza 306 y traza 893) y por medio de una interpolación espacial y temporal se pudo determinar el cero de la escala.

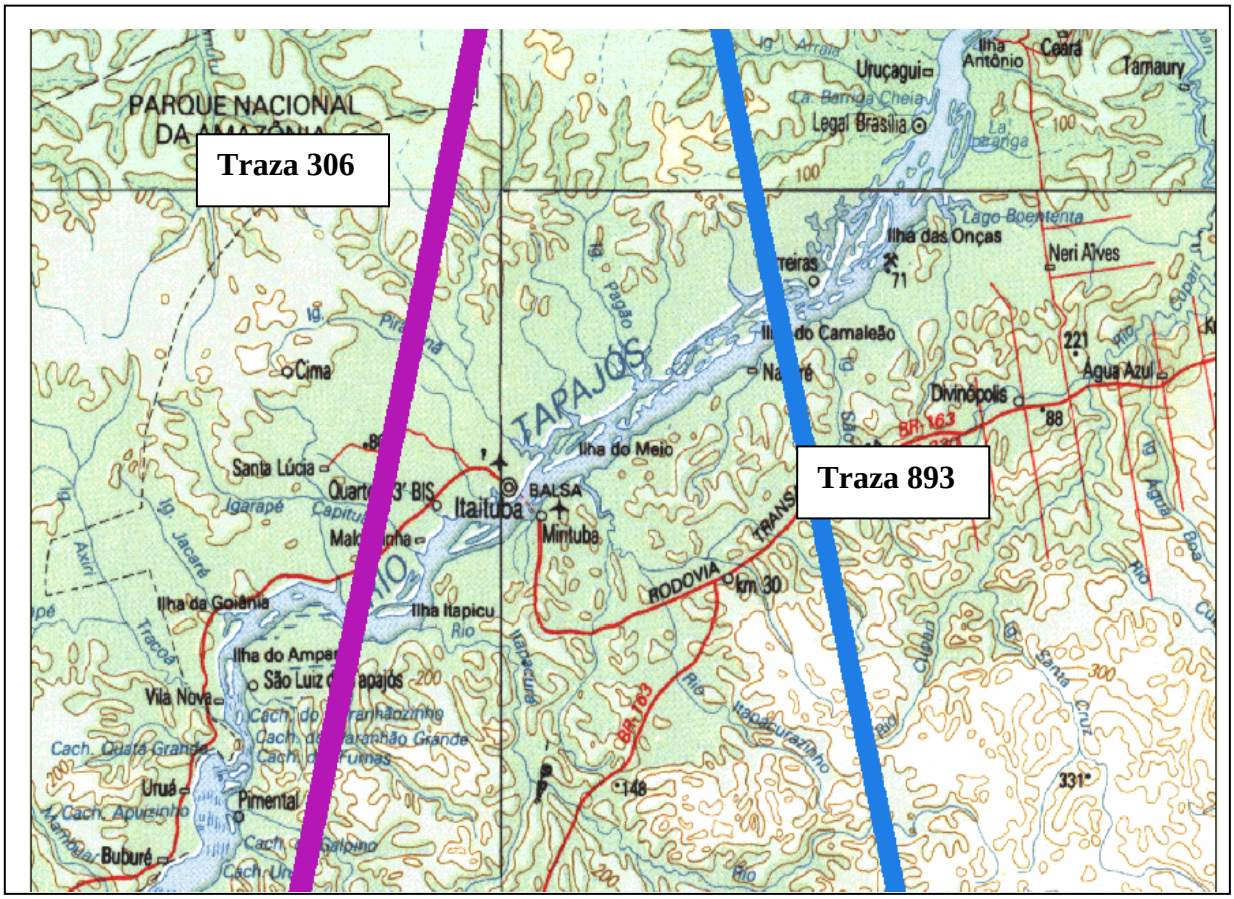


Fig. Nº 21: Ubicación de las trazas utilizadas para el calculo del cero de la regla limnimétrica

El procedimiento para determinar la altura de la regla, se realizo relacionando las alturas de las medidas tomadas con el radar y las mediciones limnimétricas. Como se sabe el sistema de referencia es fundamental y es por eso que después de hacer la interpolación

mencionada anteriormente se referenciaron los datos al geoide de referencia usado para el estudio que en este caso es el geoide GGM02C.

Con el uso del programa Arcview se adaptaron los datos de las trazas a nuestras necesidades y solo utilizamos los datos que median los niveles del río. De esta manera se inicio el proceso de interpolación.

Los datos limnimétricos son tomados diariamente, sin embargo el satélite utilizado genera como ya se ha mencionado anteriormente una traza en una misma zona cada 35 días por lo que se inicio con la interpolación temporal.

1) Se determino el nivel medio del río para los datos medidos con el satélite, tomando como criterios, la tendencia de los datos por cada ciclo de la traza observado y generando una altura media de los datos, para cada fecha determinada
2) Debido a que se tenía los valores de altura medidos con el satélite cada 35 días, se generaron valores diarios de estos. Esta interpolación temporal se realizo utilizando la siguiente ecuación.

$$d_2 - d_1 = \frac{(d`_2 - d`_1) * (d_{36} - d_1)}{(d`_{36} - d`_1)}$$

Donde:

d_1 = Altura medida con el radar Envisat para una fecha inicial de interpolación

d_2 = Altura generada por la interpolación entre los datos del radar y los de la estación limnimétrica

$d`_1$ = Altura limnimetrica observada en la estación de Itaituba, para la fecha Inicial de interpolación.

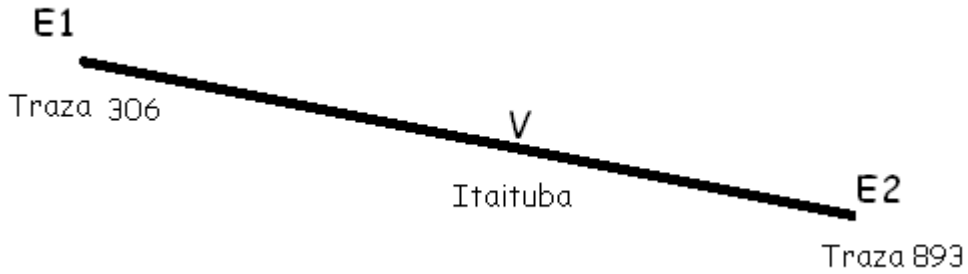
$d`_2$ = Altura limnimetrica observada en la estación de Itaituba el día siguiente de $d`_1$.

d_{36} = Altura obtenida por el radar en el siguiente ciclo de la traza es decir 35 días después de d_1

$(d_{36} - d_1)$ y $(d`_{36} - d`_1)$ permanecen constantes en todas las interpolaciones, es decir en todos los días del intervalo de los ciclos donde se generan los valores.

Los valores diarios generados, como se describe en el procedimiento, se realizan en función de los valores de la estación limnimetrica de Itaituba, y estos a su vez se relacionan con la traza que pasa aguas arriba (traza 306) y la traza que pasa aguas abajo (traza 893).

3) Una vez generadas las series diarias de valores de altura se prosigue con la siguiente asunción:



Es decir, que asumimos una línea recta entre los valores, que no hay variaciones significativas en la línea de energía observada en el tramo del río, y con esta premisa hallamos la altura vertical observada diariamente al relacionar los valores de las estaciones E1 (traza 306), y E2 (traza 893) con las distancias respectivas al punto de interés que es la estación de Itaituba que en el grafico la hemos llamado V.

Por lo tanto la altura registrada en Itaituba se obtiene de esta manera:

$$hv = \frac{(H_1 * d_2) + (H_2 * d_1)}{(d_1 + d_2)}$$

donde:

hv = altura vertical calculada en la línea de pendiente, sobre la estación de Itaituba.

H_1 = Altura registrada en la traza 306.

H_2 = Altura registrada en la traza 893

d_1 = distancia desde la traza 306 hasta la estación de Itaituba.

d_2 = distancia desde la traza 893 hasta la estación de Itaituba

Esta ponderación nos permite alcanzar la altura observada en la línea de pendiente observada entre las trazas.

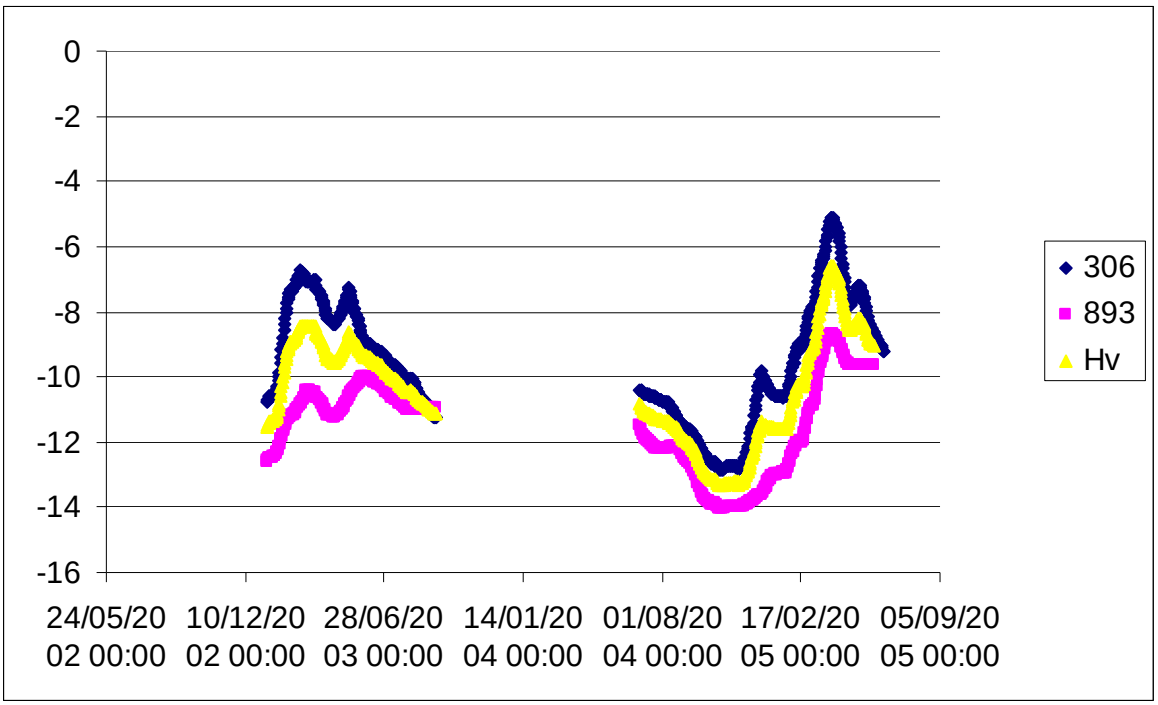


Fig. Nº 22: Generación de valores de la interpolación. Hv, es la altura generada e interpolada en relación a la estación de Itaituba y también se muestran los valores de las trazas.

4) La nivelación consiste en relacionar las alturas obtenidas con el radar y las medidas limnimétricas en Itaituba. De esta manera, la nivelación se obtiene de la diferencia entre la altura obtenida en la interpolación y las limnimétricas:

Nivelación = hI` - hv`

hI es la altura medida en el limnímetro diariamente y *hv* se describió en el punto anterior.

5) Una vez obtenida la diferencia, se promedia este valor para determinar la variación media que existe diariamente. Este promedio antes mencionado nos dará la altura del "0" de la estación limnimetrica, referenciado a un elipsoide, que en este caso es el WGS84.

6) Sobreponiendo la imagen sobre en unas grillas del geoide, se determina la altura ortométrica que es la que se busca, con la diferencia del valor obtenido referido al elipsoide y el valor del geoide en el punto de análisis.

El error encontrado en este procedimiento para la nivelación de la estación se encontró alrededor de ± 30 cm. y el cero de la regla de la estación limnimétrica de Itaituba fue de ± 4.16 m. con respecto al geoide GGM02C, valor con el cual se encontraba todos nuestros datos en un mismo sistema de referencia y mas adecuado para el estudio.

5.4 Análisis Espacial y Temporal de Avenidas

Debido a que se contaban en las estaciones hidrométricas con series temporales de niveles que se han definido anteriormente (datos : ANA – Brasil), fue necesario caracterizar los hidrogramas con los que contábamos, es decir, identificar los meses en los que se registraban las avenidas tanto en el río Tapajos como en el río Amazonas.

Una vez caracterizados los hidrogramas y obtenidos los valores máximos y mínimos de los niveles de agua registrados en las estaciones de Santarem, Obidos e Itaituba, se establecieron correlaciones entre los valores limnimétricos de estas estaciones, los cuales se muestran en los resultados.

Estas correlaciones nos permitirían entender el comportamiento de las estaciones, en especial las estaciones hidrométricas de Santarem e Itaituba, la primera que pertenece al río Tapajos, pero se halla en la confluencia de este con el río Amazonas y la segunda que muestra la influencia del remanso hidráulico.

5.5 Monitoreo del perfil del remanso obtenido con los datos altimetricos

Los niveles obtenidos por el satélite en la traza que corta longitudinalmente nos permiten obtener el perfil del agua del río Tapajós en la zona de la desembocadura de este al río Amazonas.

Es de esta manera que se observara la evolución de este perfil de agua en la zona mencionada utilizando los datos altimétricos, en las diferentes fechas en que la información lo permite y según las características de los datos que han sido mencionados anteriormente.

Los perfiles obtenidos se comparan con el nivel que posee el Amazonas en la desembocadura y se observa la continuidad y el comportamiento del este fenómeno en el tiempo y el espacio.

6. Resultados y Discusión

6.1 Identificación del efecto del remanso hidráulico hasta Itaituba

Observando los hidrogramas del río Tapajós en las estaciones de Itaituba y Santarém (Fig. Nº 23), es fácil determinar que aunque pertenecen al mismo río, y no se encuentra ningún afluente importante en el tramo que los separa, no presentan el mismo comportamiento en los hidrogramas generados con los registros limnimétricos.

Sin embargo al hacer la comparación de estos hidrogramas, con el observado en la estación de Óbidos en el río Amazonas, se aprecia una gran similitud entre el hidrograma observado en Santarem (Tapajós) con el de Óbidos (Amazonas).

(Fig. Nº 23)

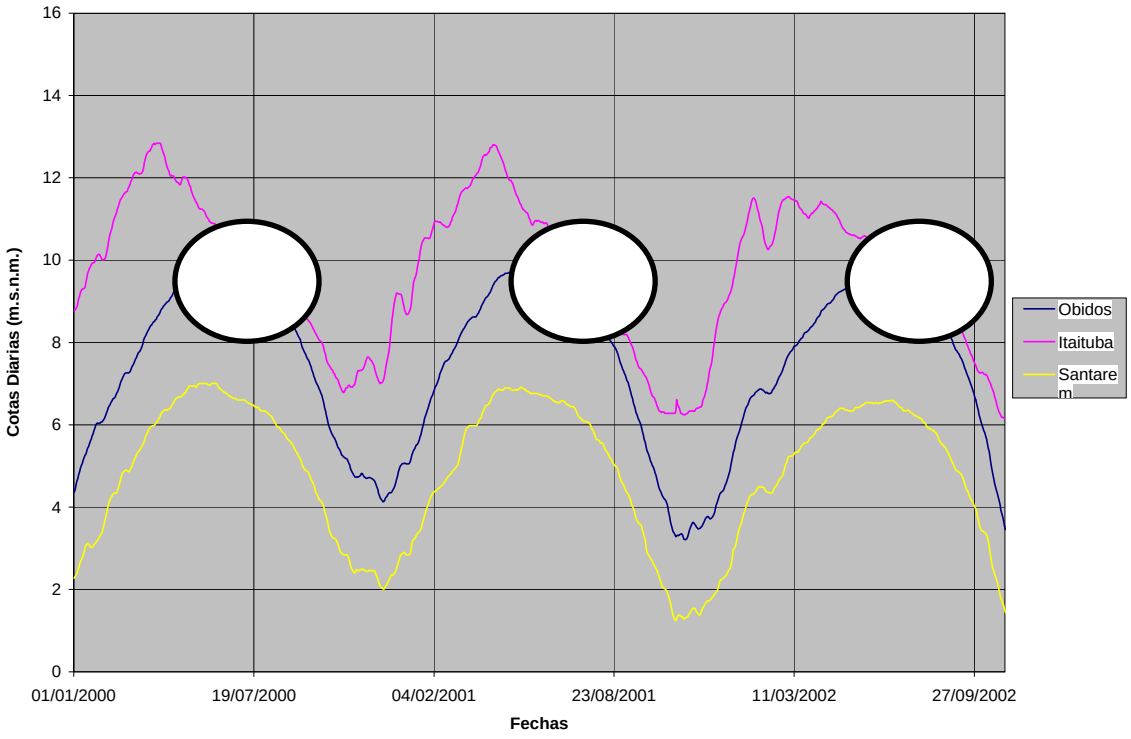


Fig. Nº 23: Hidrogramas observados en las estaciones de Óbidos, Itaituba y Santarém

También, en la figura Nº 23 , se observa que el descenso del hidrograma mostrado en Itaituba coincide en tendencia con los de las estaciones de Obidos y Santarem, es decir, el hidrograma desciende normalmente hasta encontrarse con el pico del amazonas (Obidos), donde luego se observa un ligero incremento de niveles y finalmente toma la tendencia observada en el río Amazonas.

Esto refleja una ligera influencia por parte del río Amazonas (Obidos) hacia las estaciones que se encuentran en el río Tapajos (Itaituba y Santarem), el cual incrementa los niveles en la fase del descenso del hidrograma. (Fig. Nº 23)

Para entender el origen del comportamiento en los registros limnimétricos, se realizaron correlaciones entre los datos de los niveles medios mensuales registrados (Fig. Nº 24), de esta manera, se determina si es que el nivel de las aguas del río Amazonas (Obidos), efectivamente, como se determina en el párrafo anterior, es el causante del incremento en las magnitudes de los registros limnimétricos tomados en el río Tapajos (Itaituba y Santarem).

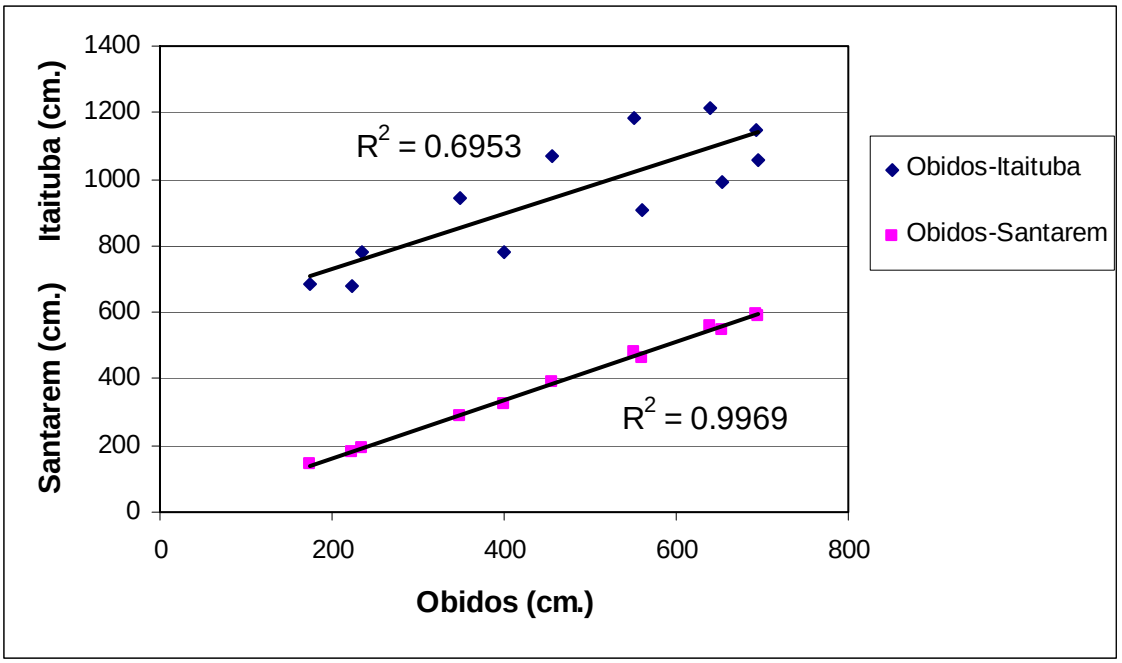


Fig. Nº 24: Correlaciones obtenidas entre los datos limnimétricos de las estaciones de Itaituba, Santarém y Óbidos

Las correlaciones obtenidas muestran valores de r^2, para la relación entre Óbidos - Itaituba igual a 0.70 y Óbidos – Santarem igual a 0.99, valores que indican que existe una relación lineal muy alta y que valida la hipótesis inicial de que existe influencia, con lo cual se determina que:

h (Santarem) = f (h Amazonas) y también aunque en menor grado que:

h (Itaituba) = f (h Amazonas).

Es decir que los niveles registrados en las estaciones del rio Tapajos, se ven influenciados por los niveles registrados en el rio Amazonas.

La identificación de esta relación se hace mas evidente al observar las correlaciones de los niveles mensuales registrados, y siendo colocados sobre el hidrograma. (Fig. Nº 25) Donde se determinan que los meses de mayor influencia del río Amazonas sobre el río Tapajos corresponden a aquellos en los que se registran los máximos niveles, es decir la avenida del río Amazonas en la estación de Óbidos.

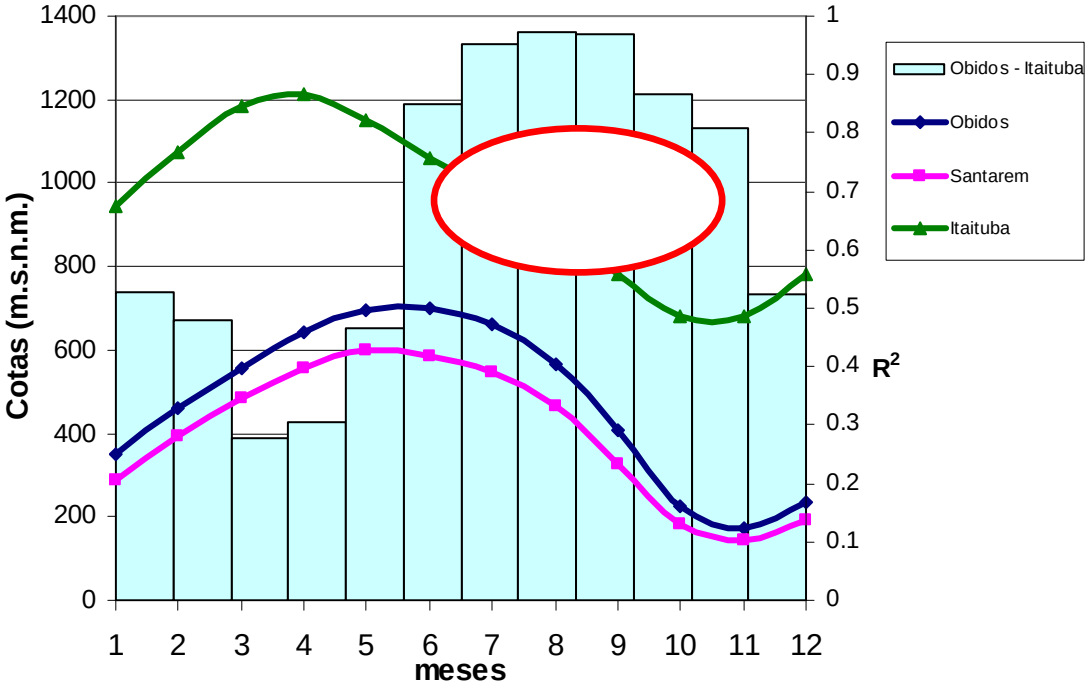


Fig. Nº 25: Correlaciones mensuales obtenidas entre las estaciones de Itaituba – Óbidos donde se muestra la influencia del nivel agua del río Amazonas sobre el hidrograma registrado en la estación de Itaituba

Es posible, entonces, hablar de un remanso hidráulico en el río Tapajos al observar el comportamiento de los niveles en la estación de Itaituba.

Al afectar los niveles registrados en las estaciones del río Tapajos, el efecto generado por el remanso hidráulico que no es constante en el tiempo, también se apreció en las líneas de pendiente observadas entre las estaciones de Itaituba y Santarem. (Grafico Nº 26)

Para observar estas pendientes se utilizaron los registros limnimétricos de los ciclo hidrológicos en los que se contaban con datos de ambas estaciones (2000 – 2001).

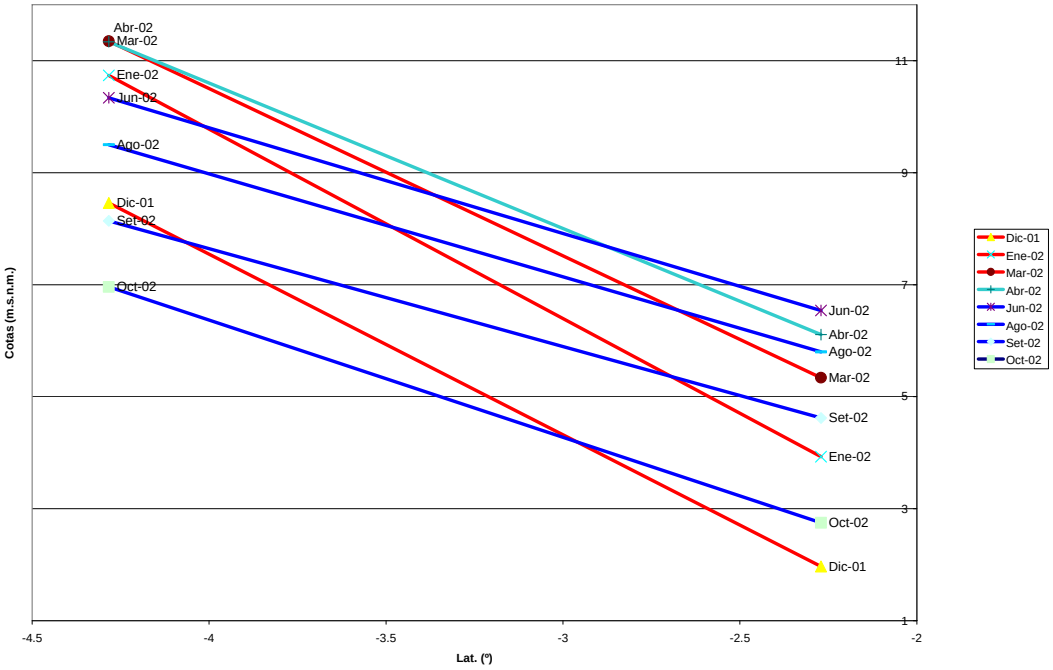


Fig. Nº 26: líneas de pendiente obtenida con los datos de las estaciones de Itaituba y Santarém

Dos periodos marcados sobre la tendencia de las pendientes se observan, es en el mes de abril donde se observa el cambio en la tendencia de las pendientes, este mes que corresponde al término de la avenida observado en el hidrograma del río Tapajós y que coincide con el inicio de la avenida del río Amazonas.

Lo cual se constituye también como una evidencia de la presencia del remanso hidráulico, mostrando claramente la línea de energía que presenta este río.

Por otra parte, al relacionar los aforos realizados con las alturas registradas en la regla limnimétrica, se observa un "loop" o rizo en la grafica de la relación (h vs Q_{aforos}), este tipo de dispersión en esta relación, es también un indicador de la presencia de un remanso hidráulico (Fig. Nº 27). Al relacionar las series limnimétricas y entender el régimen del río Tapajós se demuestra que: el incremento de niveles de agua en algunas épocas, no necesariamente expresa un aumento del caudal que esta circulando por la sección.

Sin embargo, es fácil determinar del grafico que en la época de creciente tiene un comportamiento casi lineal, mientras que la época de vaciante no presenta este

comportamiento, efecto que también se observa sobre los hidrogramas mostrados inicialmente.

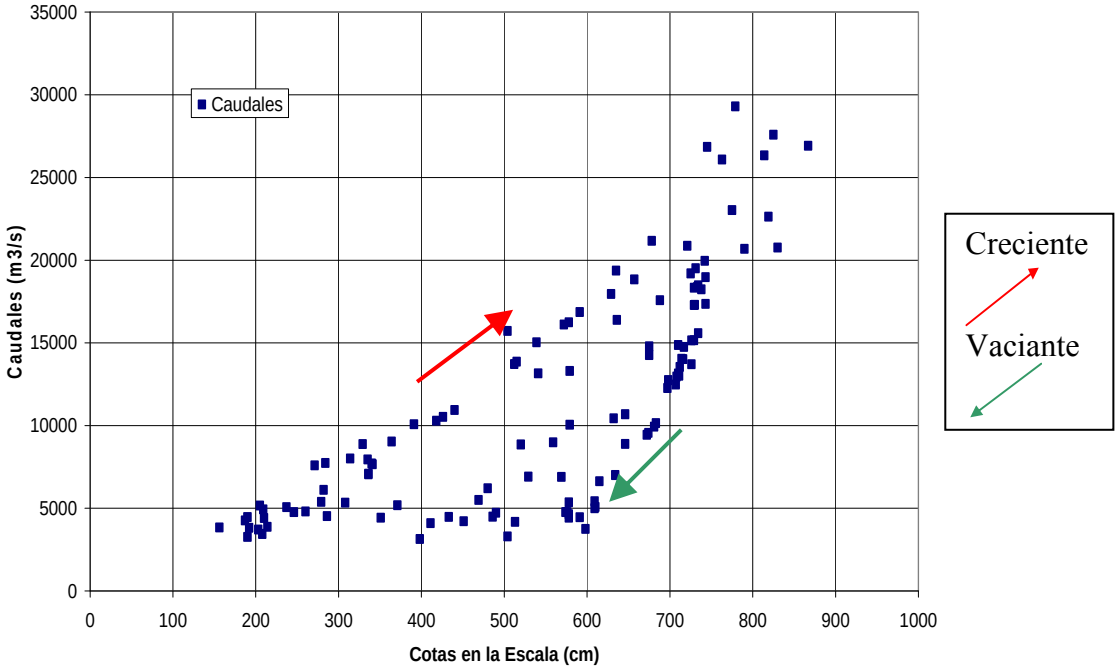


Fig. Nº 27: Relación Cota – Caudal donde se muestra la relación no univoca de la estación de Itaituba

Esta relación no univoca observada entre los datos h-Q_{aforos} de la estación de Itaituba, en unión con las correlaciones observadas entre los niveles de las estaciones en estudio, se constituyen como una evidencia clara de la existencia de un remanso hidráulico que se propaga desde la desembocadura del Amazonas y que presenta efectos significativos hasta 120 km. aguas arriba de la desembocadura es decir en la estación de Itaituba.

La explicación a este fenómeno se define al intentar comprender un flujo de agua (Tapajos) que intenta entrar en un cuerpo de agua mayor (Amazonas), lo cual genera un represamiento del agua y que incrementa los niveles produciendo el remanso hidráulico que se demuestra con los datos mostrados anteriormente.

6.2 Calculo del Caudal con el Método del Desnivel Normal.

Una curva de calibración que no contemple el efecto del remanso, tiene como consecuencia a la determinación de un régimen hidrológico falso del río. Es decir que no mostrará adecuadamente las variaciones del caudal en el tiempo.

Al observarse una relación no Univoca como se ha mostrado en la figura Nº 27 entre los datos h - Q_{aforos} de la estación de Itaituba, es necesario realizar una corrección sobre los caudales aforados a fin de obtener una buena curva de calibración que no "sobre – estime" el caudal que circula por la estación de Itaituba.

Generalmente las curvas de calibración se realizan a partir de relaciones univocas de h – Q_{aforos}, pero cuando la dispersión entre los datos genera la no univocidad, se emplean métodos para reducir dicha dispersión y trazar así la curva, estos métodos son: el método del gradiente hidráulico, el método del desnivel normal y el método del intervalo a cota máxima.

En el caso de remanso hidraulico, estudios anteriores (Jaccon y Cudo, 1989) determinaron que el método que en este caso mejor se aplica a los datos es el metodo del desnivel normal, el cual relaciona, la altura de agua y la variación de esta, con otra regla aguas abajo con respecto a la distancia.

Utilizando esta metodología se corrigen los caudales y se reduce la dispersión de estos para obtener una curva de calibración coherente, la cual se muestra en el grafico Nº 28

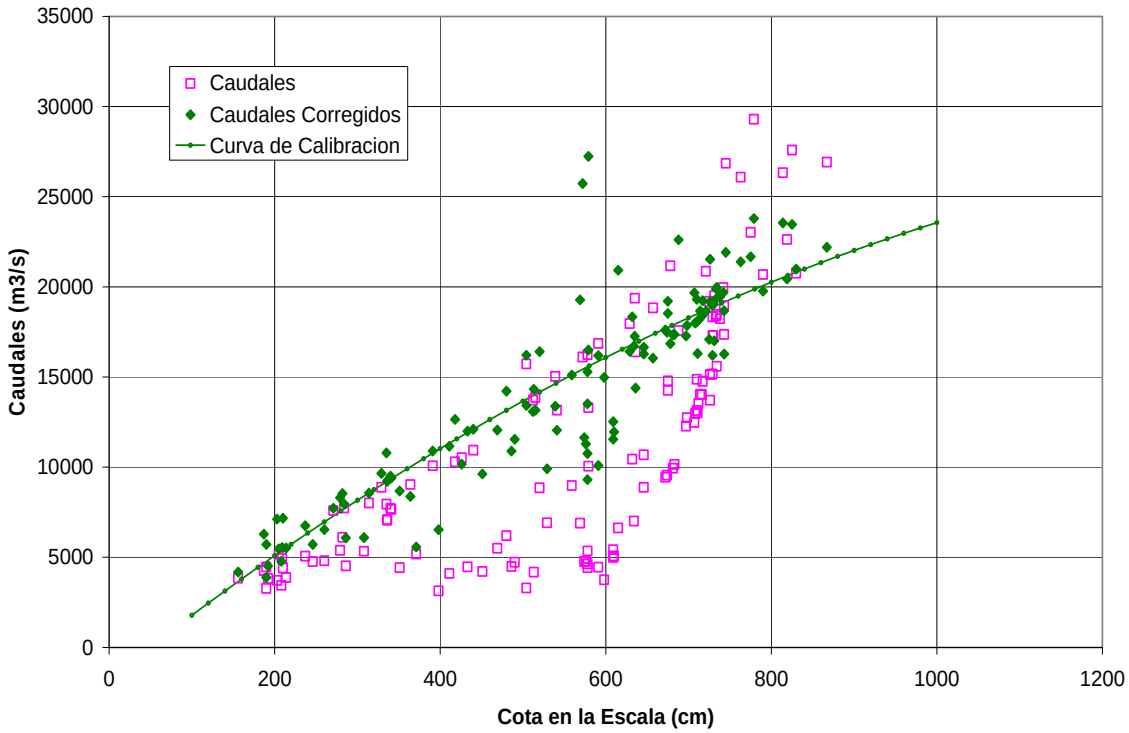


Fig. Nº 28: Curva de calibración corregida con el método del desnivel normal

Al utilizar una relación univoca para el calculo de los caudales, esta refleja el incremento de caudales de manera similar al incremento de niveles observados, lo cual no es cierto como se ha demostrado anteriormente, porque esos incrementos de niveles no corresponden efectivamente a un incremento en el caudal, sino que son afectados por un efecto de remanso hidráulico. Por otra parte, los caudales obtenidos al generar la curva de calibración con desnivel normal, nos presenta un régimen hidrológico mas definido y sin muchas anomalías, es decir no sobre- estima el caudal que esta circulando por la sección al incrementarse el nivel registrado en la regla debido al efecto del represamiento.

Una comparación entre los caudales obtenidos con una relación univoca y el método del desnivel normal al determinar la curva de calibración es mostrada en el grafico Nº 29 donde se aprecia claramente que los caudales encontrados asumiendo la relación univoca se muestran con las mismas variaciones de los niveles registrados, lo cual, como ya se dijo anteriormente, no expresa las variaciones reales del caudal en la sección.

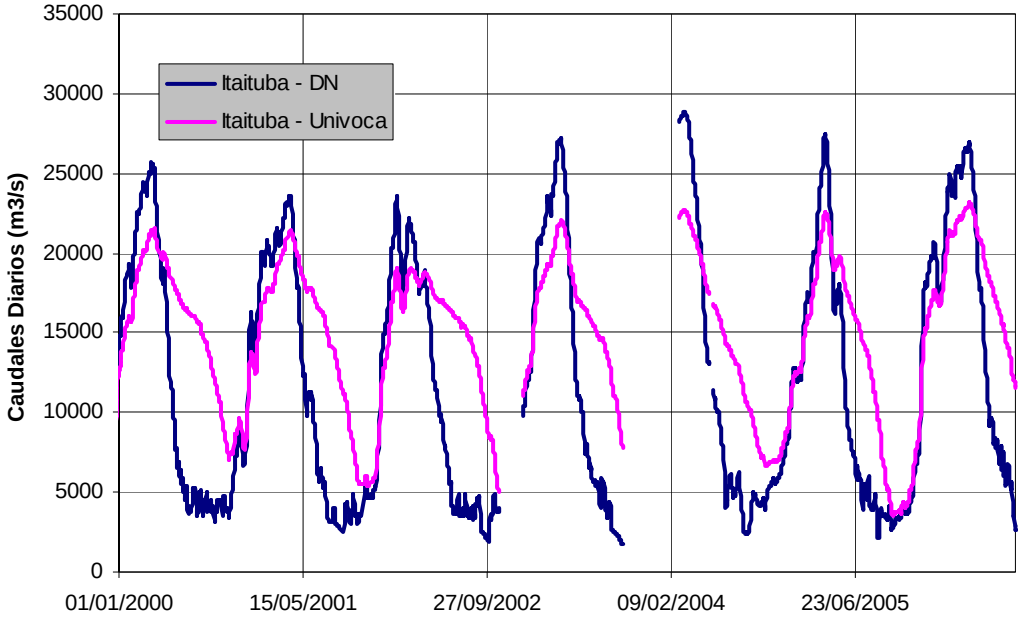


Fig. Nº 29: Comparación entre los caudales calculados asumiendo una relación univoca y los calculados con el método del desnivel normal (DN)

Esta metodología nos permite entonces determinar el caudal real que circula por la sección y que se valida como se muestra en el grafico Nº 30, aunque con muy pocos datos con los aforos realizados con el ADCP en una sección del río aguas abajo llamada Alter do Chão, donde se observa que el caudal determinado con desnivel normal se ajusta de buena manera a lo que indica el aforo aguas abajo.

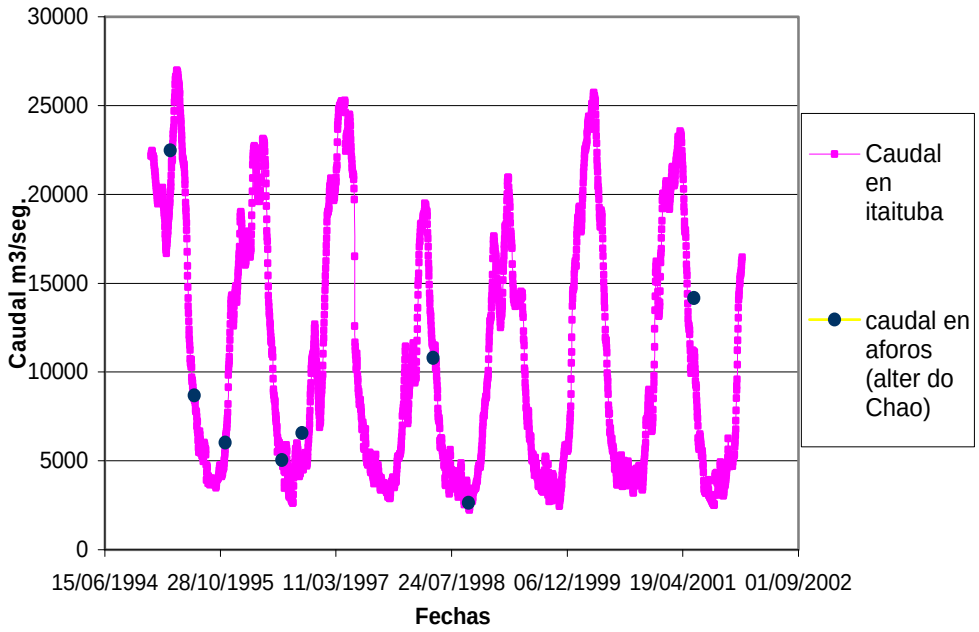


Fig. Nº 30: Comparación entre los caudales calculados con DN y los aforados con ADCP

6.3 Nivelación de las estaciones con respecto al Geoide Grace 2c

Para poder estudiar las alturas de agua registradas por el satélite, es necesario homogeneizar el sistema de referencia de los datos utilizados en el trabajo.
El geoide se define como el nivel medio de las aguas del mar, y es una representación matemática de la superficie de la tierra en función de las fuerzas gravitacionales de los puntos de la superficie terrestre.

Para el estudio de los niveles o en este caso perfiles de agua se determina el geoide como un sistema de referencia que estaría mas acorde con las líneas de energía del agua con respecto a la superficie terrestre y para este caso se utilizo el modelo de geoide GRACE 2c como sistema de referencia.

Como datos iniciales se tenían los "ceros" de las reglas limnimétricas en las estaciones de Óbidos y Santarem, 2.41 y 0.84 m.s.n.m. respectivamente, pero no el de la estación de Itaituba, es de esta manera que la altimetría satelital nos permite hacer una nivelación en función de una interpolación espacial y temporal de los registros de niveles obtenidos tanto en la regla como en el satélite.

Cerca de la estación de Itaituba pasan dos trazas del satélite Envisat (306 – 893) con la cual se hizo la nivelación de la estación de Itaituba como se ha explicado detalladamente en la metodología.

Finalmente, el cero determinado para la regla limnimétrica en la estación de Itaituba corresponde a ±4.16 m.s.n.m. con un error de estimación de ± 30 cm, con lo cual nuestras 3 estaciones quedaron niveladas con respecto a un mismo sistema de referencia apropiado para el análisis de los datos altimétricos que también se encontraban referidos este sistema de referencia.

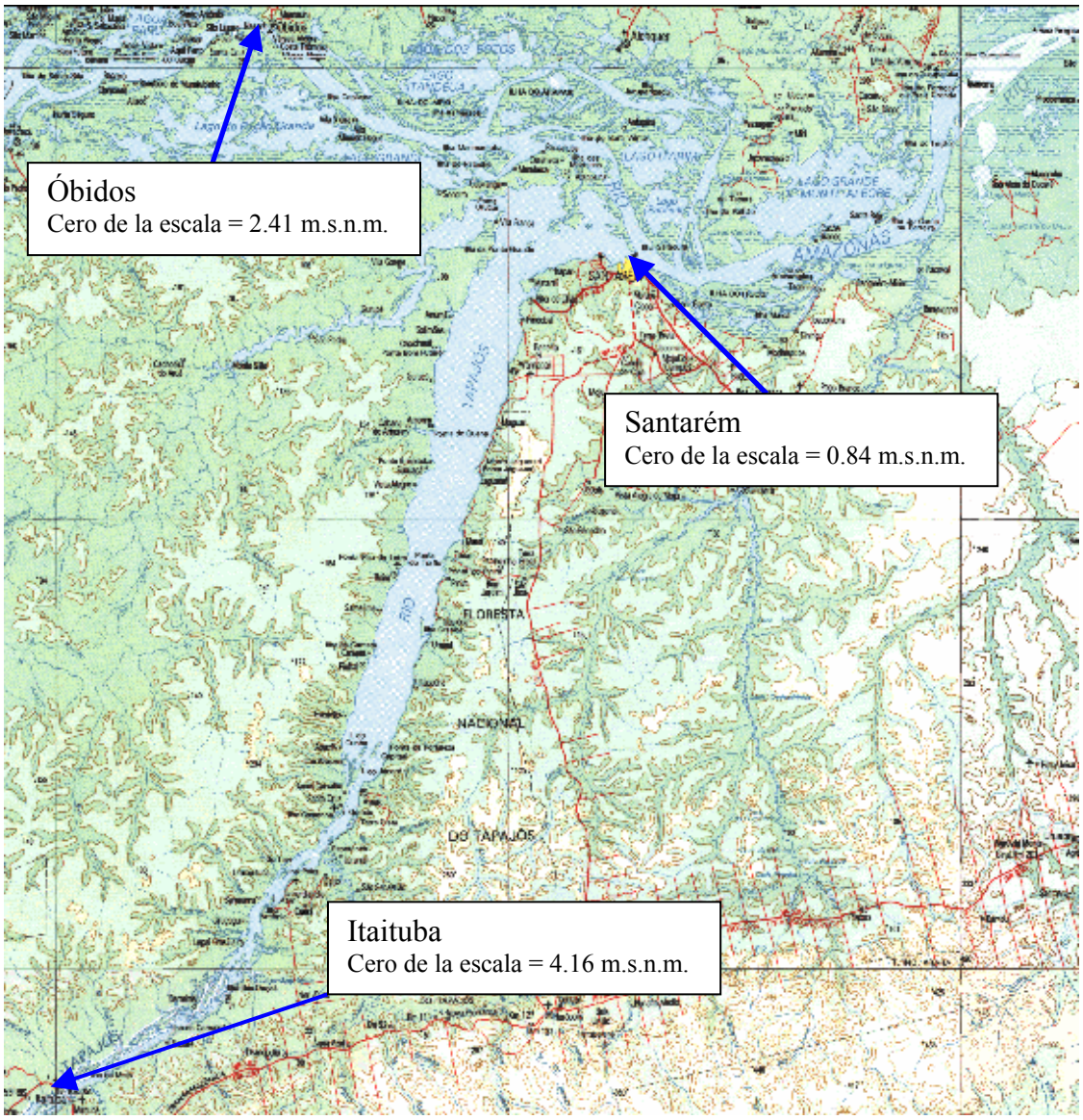


Fig. Nº 31: Estaciones limnimétricas utilizadas con sus respectivos ceros de las reglas.

6.4 Uso de la altimetría satelital para el monitoreo del remanso hidráulico

Los datos altimétricos de la traza (764) que corta longitudinalmente al río Tapajós en la zona cercana a la desembocadura nos permite determinar el perfil del agua de este río. Debido a la falta de información tanto limnimétrica como satelital, solo se caracterizó un periodo estacional de la traza que comprenderán los ciclos consecutivos desde el 17 al 25, es decir desde el 28/06/03 hasta 03/04/04, casi un ciclo hidrologico completo, con el cual se observaran las variaciones espaciales y temporales del perfil del remanso ocurrido en la zona y se comparan con la altura correspondiente al río Amazonas en la proyección de la traza. (Fig Nº 32)

La altura del río Amazonas correspondiente a la proyección de la traza fue determinada, tentativamente, con una proporción en la línea de pendiente hidráulica que presentaba el río Amazonas con los datos limnimétricos de las estaciones de Obidos y Santarém, como se muestran en el grafico Nº 32.

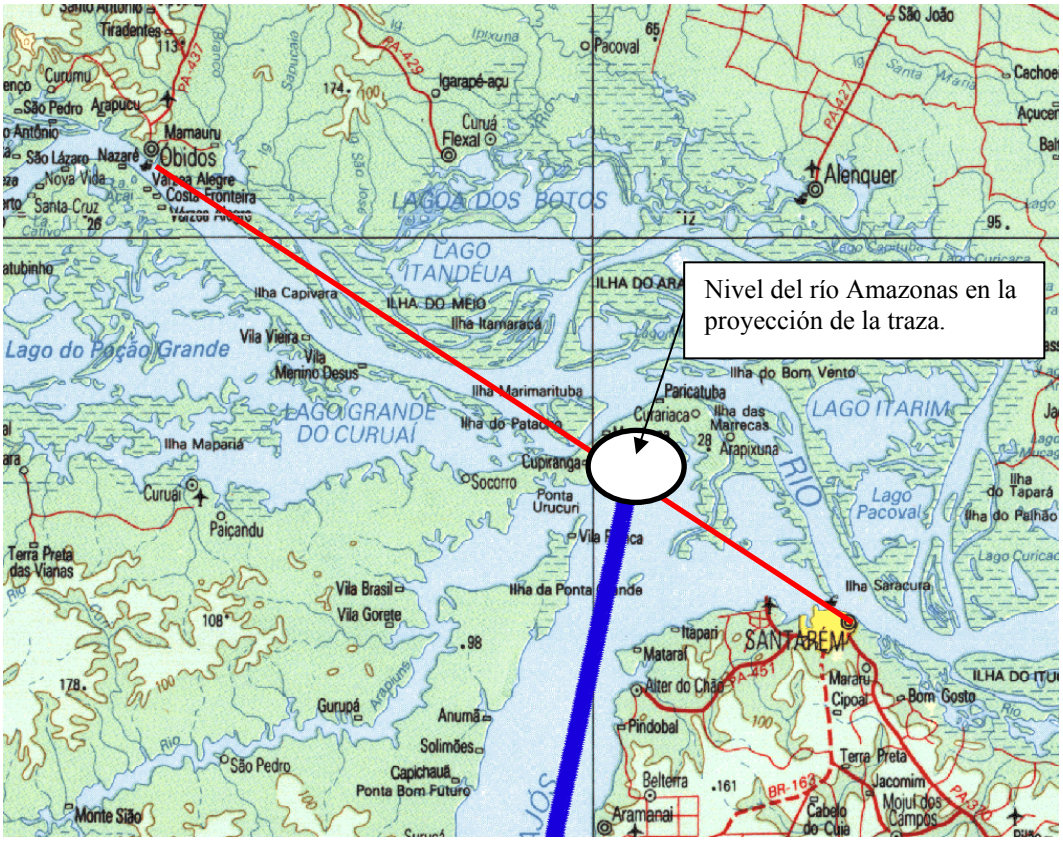


Fig. Nº 32 :Línea de pendiente hidráulica entre las estaciones de Óbidos y Santarem (Línea Roja) utilizada para la determinación del nivel del río Amazonas en la proyección de la traza.

Una vez obtenidos los niveles del Amazonas se graficaron las curvas de remanso determinadas por el satélite, para observar su evolución en el ciclo estacional que se ha descrito anteriormente, sin embargo, las alturas obtenidas por el satélite en el inicio del remanso comparadas al nivel del Amazonas en la proyección de la traza, presentaban una variación de alturas, con respecto al modelo de Geoide GGM02c de 2.16 metros y con respecto al GGM02s de 1.12 metros. Un ejemplo de esta variacion se muestra en la figura Nº 33

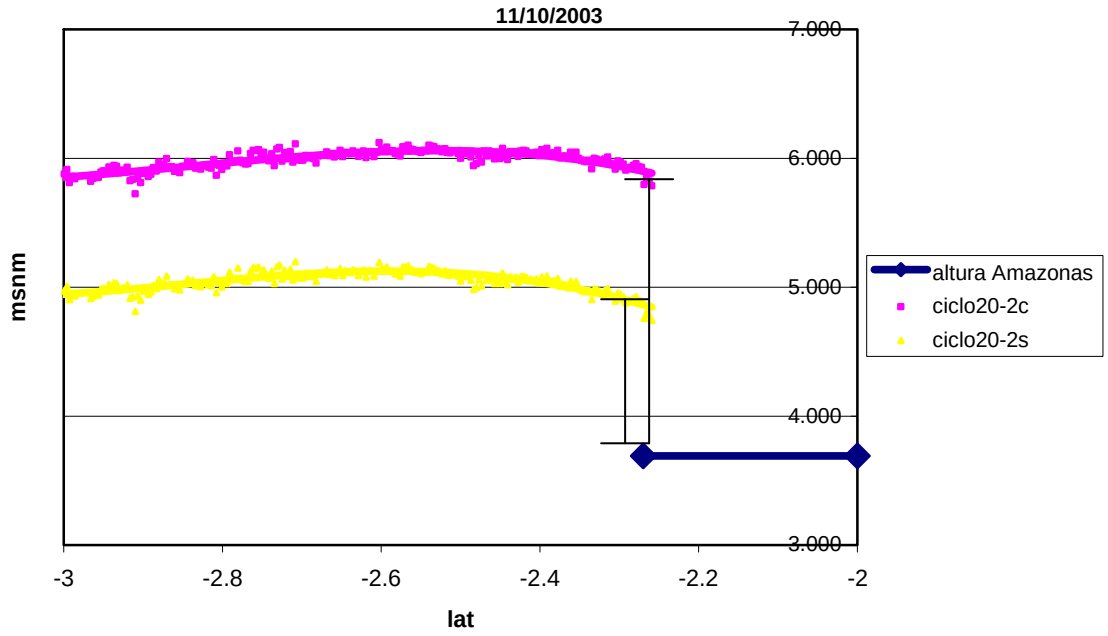


Fig. Nº 33: Ejemplo de variación de alturas obtenido entre las mediciones altimétricas y las limnimétricas

Este nivel de agua registrado en el inicio de la curva de remanso también se comparo con el registro limnimétrico en la estación de Santarém y presento variaciones del orden de 2.96 metros con respecto al modelo GGM02c y 1.93 con respecto al modelo GGM02s.

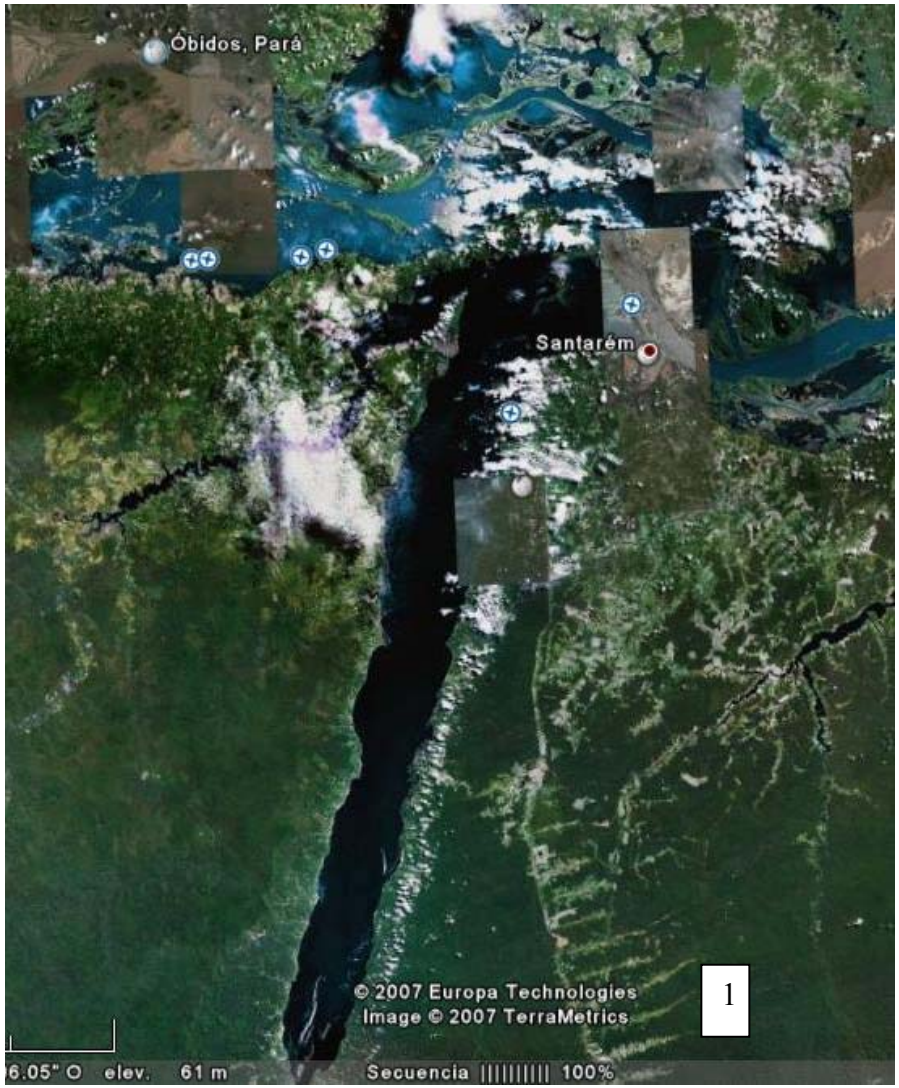
Para la discusión de este desnivel de alturas se plantea lo siguiente:

Como se observa en la imagen satelital obtenida con el Google Earth (figura Nº 34), la traza registra el perfil del remanso a una distancia de aproximadamente 30 km. del canal donde realmente se realiza la confluencia entre ambos ríos.

La pendiente determinada entre la estación de Santarem y el nivel registrado por la traza quedaría en el orden de 1×10^{-4} con respecto al modelo GGM02c y de 7×10^{-5} con respecto al modelo GGM02s, la cual no es una pendiente acorde con la morfología

de estos ríos amazónicos, debido a que estudios anteriores determinan que estas pendientes en el flujo de agua son del orden de 1cm por km. (1×10^{-6}).

Por lo tanto, esta variación de niveles recae en una mala nivelación de las estaciones, es decir que haya existido un error sistemático en la determinación de los ceros de las reglas limnimétricas en las estaciones de Óbidos y Santarém que no nos permite representar la verdadera variación de los niveles.



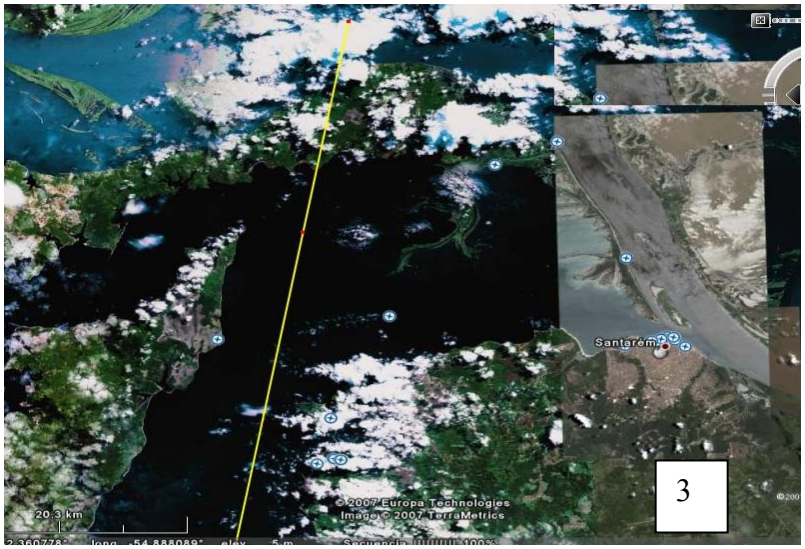


Fig Nº 34: (1*) Imagen Satelital de confluencia de los ríos Tapajos y Amazonas, (2*) Imagen del canal donde se realiza la confluencia real de las aguas entre los ríos Tapajós y Amazonas, (3*) Imagen de la confluencia con la traza Envisat.

*(Google Earth)

Sin embargo, para generar una continuidad y observar más claramente las variaciones del remanso, todas las alturas del río Amazonas determinadas con la línea de pendiente, se nivelaron con las mediciones satelitales, como se muestra en el grafico Nº 35.

Si se toma con referencia el nivel del medio del mar, en este caso el geoide, pues las líneas del perfil del agua deberían mostrar una tendencia descendente y constante, suceso que no se registra con las mediciones del satélite, sino que por el contrario, nos muestra un remanso muy definido que ocurre en todos los meses del ciclo estacional en estudio. (Fig. Nº 35).
Por otra parte, en algunas trazas , aguas arriba se observa un nivel inferior al registrado en la zona de la desembocadura, lo cual físicamente no es posible, debido a que es imposible el flujo de una cota menor a una mayor por efecto de la gravedad, lo cual nos indica que existe una deficiencia en la determinación de los niveles, y que pueden deberse al geoide utilizado que funciona de una manera global, mas no local, y es por eso que se observa el perfil de flujo de esa manera.

Sin embargo, estos perfiles determinan que la inversión del flujo por el efecto de remanso ocurre todo el tiempo en el río Tapajós, lo cual se observa claramente con el uso de la altimetría satelital, sin embargo este efecto de remanso solo toma dimensiones considerables que logran afectar a la estación de Itaituba, que se encuentra 243 km, aguas arriba de esta confluencia, en los meses donde el río Amazonas alcanza su avenida, tal y como se ha mostrado en la parte inicial de los resultados, es decir en los meses de Mayo, Junio y Julio.

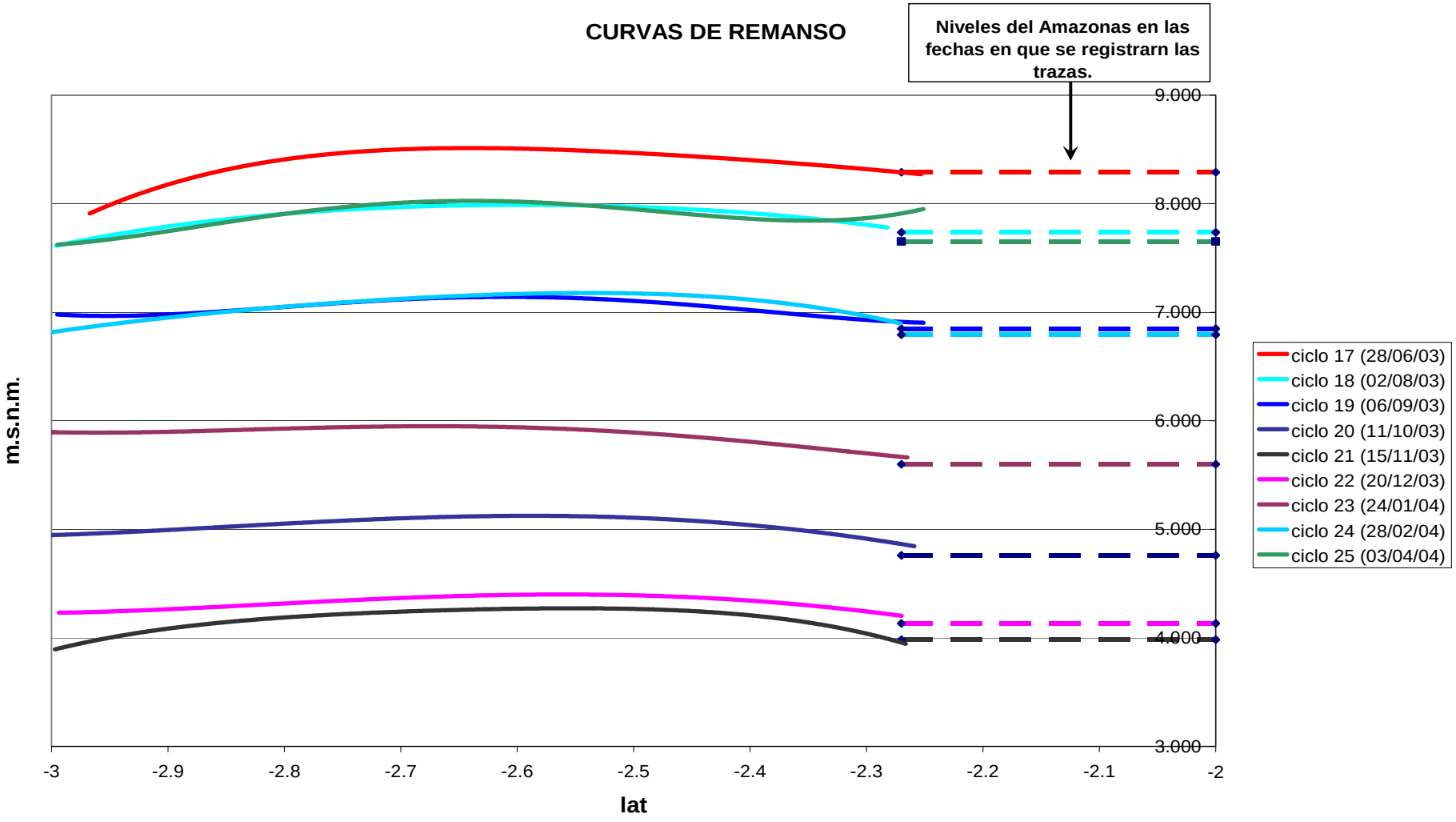


Fig. Nº 35: Perfiles de agua determinados por el satélite Envisat en el río Tapajós

6.5 Uso de los datos altimétricos para complementar las series históricas

De otra manera en los datos de la estación de Itaituba referida a los niveles de agua, como se ha mostrado en las figuras y particularmente en la sección de los datos utilizados no mostraba series completas, la información satelital recoge niveles de agua y en una tentativa para completar los datos, se utiliza esta información para la completación de datos faltantes en los hidrogramas que no poseen información en la estación de Itaituba.

Cuando se revisa la correlación que existe en los datos se noto que el coeficiente R^2 entre los datos satelitales y los datos limnimétricos de la estación de Itaituba era igual a 0.69, valor que implica que la relación no es suficientemente buena para ajustar a una función que las relacione apropiadamente.

Sin embargo, el hidrograma en el ciclo creciente no presentaba las variaciones que se observaban en el ciclo decreciente, es así que se decidió separar al hidrograma en dos fases y analizarlas por separado.

Los ciclos del satélite en los que se determina la etapa creciente del hidrograma se ajustan linealmente con los datos limnimétricos como se muestra en la figura Nº 36 por lo tanto es sencillo obtener una función que los relacione.

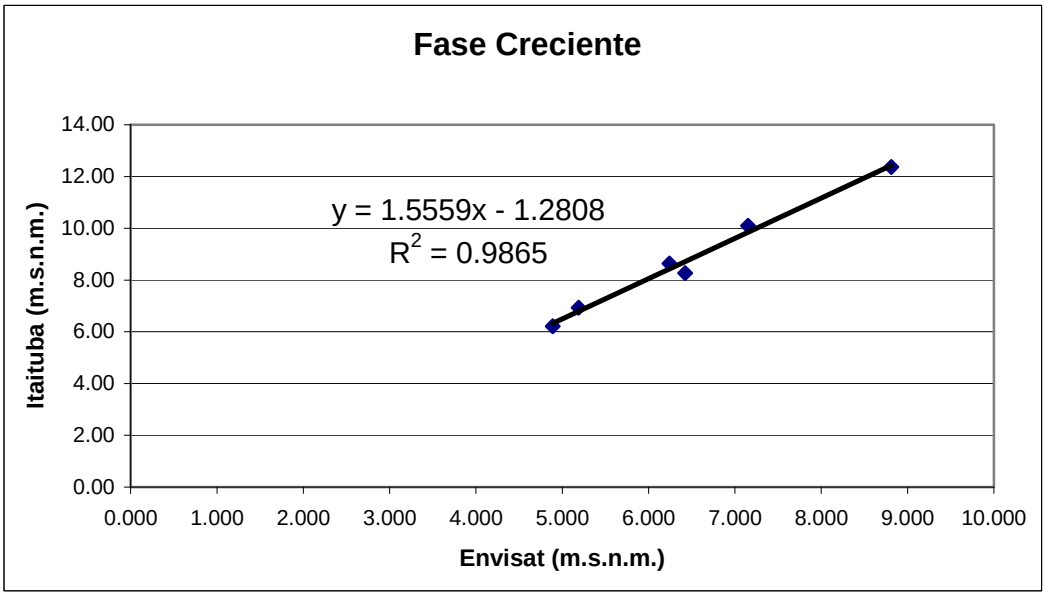


Fig. Nº 36: Relación entre los datos registrados por el altímetro y los datos limnimétricos registrados en la época de creciente del río Tapajós

Fechas	Ciclos del Satélite	Itaituba (m.s.n.m.)	Envisat (m.s.n.m.)	Datos Generados	Error %
26/10/2002	10	6,22	4,889	6,33	1,71
04/01/2003	12	8,27	6,422	8,71	5,33
11/10/2003	20		5,985	8,03	
15/11/2003	21		5,120	6,68	
20/12/2003	22		5,270	6,92	
24/01/2004	23		6,765	9,24	
28/02/2004	24		8,026	11,21	
04/12/2004	32	6,93	5,187	6,79	2,02
08/01/2005	33	8,64	6,241	8,43	2,44
12/02/2005	34	10,10	7,153	9,85	2,49
19/03/2005	35	12,37	8,810	12,43	0,46

Cuadro Nº 5: Datos generados sobre la estación de Itaituba en el ciclo creciente del hidrograma a partir de la información limnimétrica y satelital con su respectivo error de estimación.

Al encontrar la función que involucra a estas dos variables, el error obtenido al estimar los niveles de agua con la relación generada de los datos altimétricos es menor al 2.5%, con excepción del ciclo Nº 12 en el que se observa un error de 5.33% como se observa en el cuadro Nº 5 , dicha medición que se realiza en la época de estiaje donde esta puede ser afectada por parámetros que han sido explicados anteriormente, sin embargo, es valida la tentativa de generar las cotas que no se registraron en la estación limnimétrica y realizar la completación de datos con la información satelital.

La cual se muestra en el cuadro anterior, y se grafica sobre los hidrogramas de la siguiente manera:

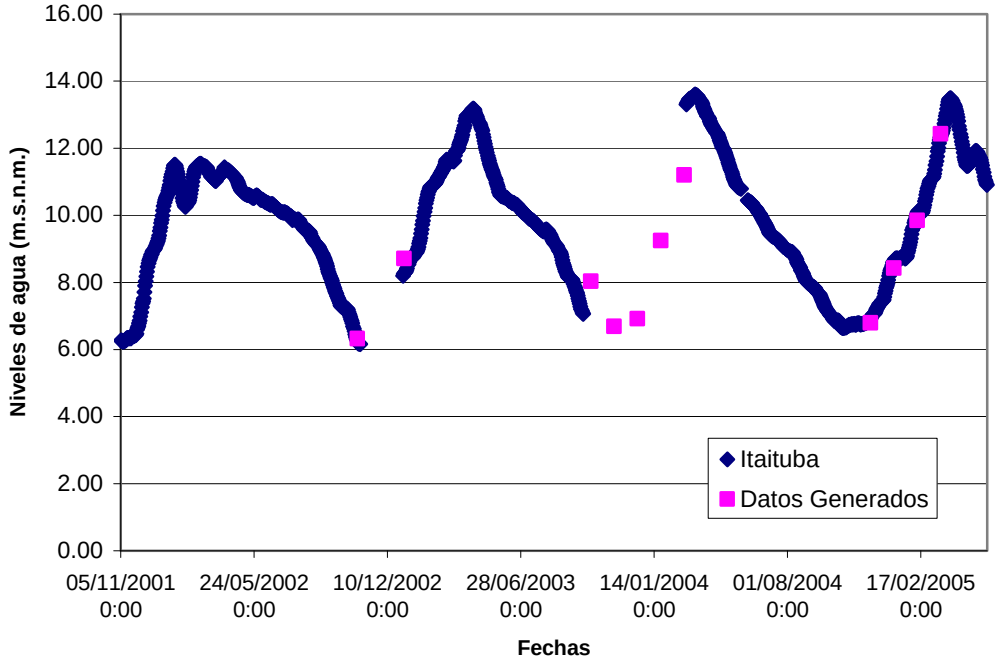


Fig. Nº 37: Completación de datos de la serie limnimétrica utilizando la relación encontrada con los datos altimétricos en la época de creciente.

Como se observa los datos se ajustan de una manera correcta aunque sin mucha certidumbre debido a que las cotas generadas provienen de relaciones de hidrogramas de fechas distintas a las obtenidas, pero sin alejarse de la tendencia que deberían tener estos datos, por otro lado para realizar esta aproximación se utilizo muy poca información y se podría mejorar la certidumbre de esta estimación de valores si se contara con un mayor numero de registros altimétricos y limnimétricos en el tiempo.

Al analizar la etapa de vaciante del hidrograma y relacionarla de la misma manera con los datos altimétricos la relación surgió de distinta manera debido a la influencia del remanso mencionada.

La relación lineal obtenida entre los datos alcanzo un valor de $R^2 = 0.73$, lo cual es significante para el numero de datos utilizados pero sin embargo se ajusta de una mejor manera a una función exponencial con un valor de $R^2 = 0.82$ como se muestra en la figura Nº 38

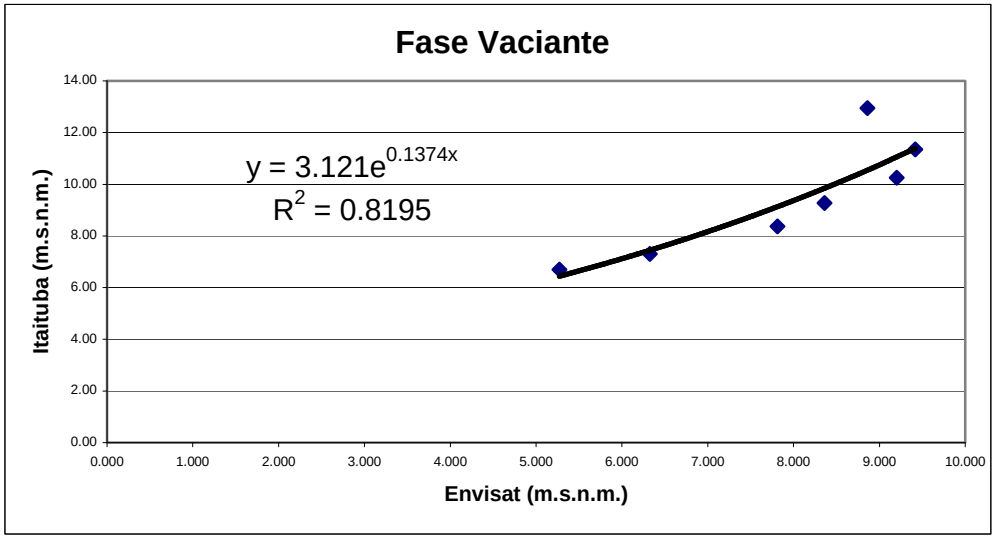


Fig. Nº 38: Relación entre los datos registrados por el altímetro y los datos limnimétricos registrados en la época de vaciante del río Tapajós

Fechas	Ciclos del Satélite	Itaituba (m.s.n.m.)	Satellite (m.s.n.m.)	Datos Generados	Error %
28/06/2003	17	10,17	9,316	11,55	13,53
02/08/2003	18	9,54	8,780	10,73	12,42
06/09/2003	19	8,18	7,979	9,61	17,46
03/04/2004	25	12,94	8,862	10,85	16,18
08/05/2004	26	11,35	9,417	11,71	3,15
12/06/2004	27	10,26	9,203	11,37	10,79
17/07/2004	28	9,28	8,361	10,13	9,12
21/08/2004	29	8,37	7,815	9,39	12,23
25/09/2004	30	7,31	6,328	7,66	4,75
30/10/2004	31	6,70	5,272	6,62	1,13

Cuadro Nº 6: Datos generados sobre la estación de Itaituba en el ciclo vaciante del hidrograma a partir de la información limnimétrica y satelital con su respectivo error de estimación

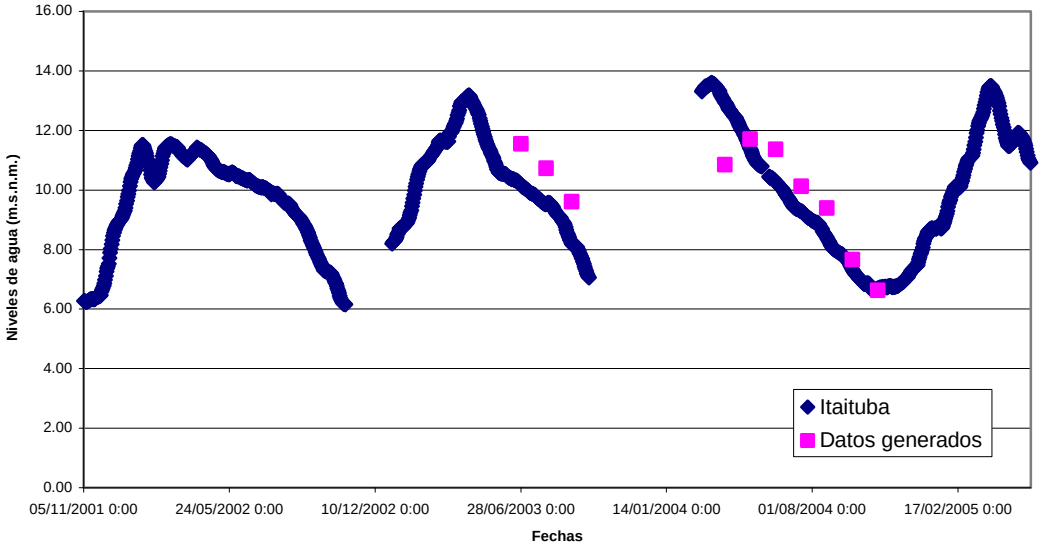


Fig. Nº 39: Completación de datos de la serie limnimétrica utilizando la relación encontrada con los datos altimétricos en la época de vaciante.

Como se observa, la relación se ve fuertemente influenciada por el nivel de las aguas que registra el satélite y que refleja la influencia del amazonas, por lo tanto no se puede realizar una adecuada estimación en el descenso del hidrograma.

Sin embargo queda definida para este trabajo la posible aplicación de la altimetría satelital para la completación de datos faltantes en diversas estaciones hidrométricas o en estaciones virtuales donde el satélite registra información de niveles y que pueden ser utilizadas para diversos estudios.

7. Conclusiones

- En la determinación de los perfiles de flujo se encontró que, el agua fluye de una cota menor a una mayor, lo cual es imposible en un flujo que se mueve por gravedad y que es el que presentan estos ríos amazónicos, esto hace pensar que existen indeterminaciones con respecto al modelo de geoide. Para el presente estudio se utilizo un modelo de geoide a escala global, sin embargo, el perfil seria mejor determinado si se contara con información de un geoide local.

- El río Tapajós, según lo observado por el perfil registrado con el altímetro presenta el fenómeno de remanso durante todo el año, sin embargo, este fenómeno solo es de magnitud considerable en los meses en que el río Amazonas alcanza su avenida, donde las mediciones limnimétricas de la estación de Itaituba localizada a aproximadamente 246 km de la desembocadura, se encuentran influenciadas y registran niveles superiores a los correspondientes según esta época del año.

- El periodo del año en que se registra la mayor influencia del remanso hidráulico sobre la estación de Itaituba es en los meses de Mayo, Junio y Julio, donde los niveles se incrementan y la estimación de los caudales con la curva de calibración de esta estación se ve sobreestimada si se asume una relacion unívoca, sin embargo, la corrección de dichos caudales utilizando el método del desnivel normal, nos proporciona valores mucho mas precisos y son validados con aforos realizados con el ADCP aguas abajo.

- La homogenización del sistema de referencia utilizado en este trabajo con respecto al geoide GRACE GGM02C, se realizo principalmente en la estación de Itaituba, la cual no tenia el cero de la regla limnimétrica con respecto a ningún sistema de referencia, por medio de una interpolación espacial y temporal entre los datos limnimétricos y datos satelitales, se determino que el cero de la regla correspondía a los 4.16 m.s.n.m. y los ceros de las escalas de las estaciones de Obidos y Santarem correspondían a 2.41 y 0.84 m.s.n.m. respectivamente sobre este mismo sistema de referencia.

- Queda definido en los resultados mostrados que la altimetría satelital resulta una herramienta complementaria e importante en la hidrología, con la cual se pueden monitorear fenómenos como el mostrado en el presente trabajo, además se constituye en una etapa inicial como una herramienta con la cual se podría realizar la completación de datos en diferentes estaciones utilizando una relación directa y no una distribución probabilística, por otra parte ayudaría a la validación de los datos registrados por los operadores que en muchos casos están sujetos a errores en la medición, con lo cual se podría monitorear la labor realizada en el campo.

- Los resultados de este trabajo se construyeron con los primeros resultados de estimaciones en aguas continentales con el altímetro a bordo del Envisat RA2, sin embargo, con una mayor cantidad de datos y un espaciamiento de tiempo entre las mediciones menor a los 35 días en que este satélite recopila la información se podrían obtener muchos mas resultados y que estudios posteriores mostraran gracias a las diferentes misiones satelitales existen.

Bibliografía

- AVISO User Handbook. 2004. Merged TOPEX/Poseidon Products(GDR-Ms), AVI-NT- 02-101-CN, Edicion 3.0

- Bamber J.L., 1994. Ice sheet altimeter processing scheme. Intenational journal of remote sensing 15 (4). 925-938.

- Birkett, C.M., 2000 Synergistic remote sensing of lake Chad: variability of bassin inundatio, Remote Sens. Envirom., 72, 218-236

- Cartwright D.E. et Tayler R. J., 1971. New computations of the tide generating potential. Geophys. J. Research Astr. Soc., 23, 45-74

- Chelton, D.B., Ries, J.C., Haines, B.J., Fu, L.-L., Callahan, P.S.,2001. Satellite altimetry. In: Fu, L.-L., Cazenave, A. (Eds.),Satellite Altimetry And Earth Sciences, A Handbook of Techniquesand Applications. Int. Geophys. Ser., vol. 69. AcademicPress, San Diego, CA, pp. 1– 131.

- Dun C., et al.2003. Instruments of Grace. GPS augment gravity measurements. GPS world.

- Filizola N., Guyot J.L. (1996) The Use of Doppler Technology for suspended sediment discharge determinations on the River Amazon at Obidos. Hydrological Sciences Journal.

- Frappart, F., Calmant S., Cauhopé M. , Seyler F., Cazenave A., 2005, Preliminary Results of ENVISAT RA-2 derived water levels validation over the Amazon Basin, Article in press, Remote Sensing of Enviroment .

- Frappart F. Seyler F., Martinez J. M., Leon J.G. and Cazenave A., (2005). Floodplain Water Storage in the Negro River Basin Estimated from Microwave Remote Sensing of Inundation Area and Water Levels. Remote Sensing of Enviromet.

- Fu L.L. et Cazenave A. 2001. Satellite altimetry and Earth science, a handbook of techniques and aplications, Academic Press, London UK

- Gibbs R.J. 1967 The Geochemistry of the Amazon River System. Part I. Geological Society of American Bulletin 78: 1203 – 1232.

- Jaccon G., Kazimierz J. Cudo. 1989, Hidrologia Curva-Chave Análise e Traçado (Eds.) Ministerio das minas e Energia Departamento Nacional de Aguas e Energia Electrica DNAEE.

- Koblinsky, C j., Clarke, R.T. Brener, A. C. and Frey, H. (1993), Measurements of River Variations with Satellite Altimetry, Wat, Resour Res.

- Leon J.G., Calmant S., Seyler F., Bonnet M.-P., Cahuope M. Frappart F., Filizola N., Fraizy P., (2006) Rating Curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeling discharges. Journal of Hydrology.

- Maheu C.,Cazenave A., (2003) Water Level Fluctuations in the Plata Basin (South America) from Topex/Pôseidon Satellite Altimetry. Geophysical Research Letters.

- Meade R., Rayol J., Natividade J., Conceicáo S., (1991).Backwatter Effects in the Amazon River Bassin., Hibam documentacion.

- Mercier F. 2001, Altimetrie spatiale sur les eaux continentales: Apport des misions T/P et ERS 1&2 `a l´etude des lacs, mers interieurs, et bassin fluviaux. These Univ Touluse III.

- Molinier M., Da Silva Maia A.C., Dos Santos D.F., 1991 Balanço hidrico da bacia amazónica. Metodología e primeiros resultados. In Simposion Brasileriro de Recursos Hidricos, rio de Janeiro, Novembro 1991.

- Molinier, M., Guyot, J. L. de Oliveira, E., Guimarães, V. & Chaves, A. (1995) Hydrologie du bassin de l'Amazone. In: Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques, 335-344, PEGI, Paris.

- Molinier M., Guyot J.L. Oliveira E., Guimaraes V., (1997) Les Régymes Hidrologiques du bassin Amazonien. Journal of Hydroloy

- Ramillien G., Frappart F., Cazenave A., Günter A., (2005). Time Variations of land water storage from an inversion of 2 years of Grace Geoids. Earth and Planetary Science Letters

- RD Instruments (1996) Acoustic Doppler Current Profilers. Principles of Operation: A Practical Primer.2nd.Ed.RDI, San Diego.

- Tapley B.D., Reigber Ch., 2001. The GRACE mission: satatus and future plans, EOS Trans. AGU, 82(47), Fall Meet. Suppl., G41G02.

- Touboul P.E., Willemenot E., Foulon B., et Josselin V., 1999. Accelerometeres for CHAMP, GRACE and GOCE sapce missions : Synergy and evolution, Boll. Geof. Teor. Appl., 40, 321-327

- Tremberth k.e. et Olson. J. G. 1988. An evaluation and intercomparision of global analices from National Meteorological Center and the European Center for Médium Range Weather Forecast. Bull. Am. Meteor. Soc. 69, 1047-1067

- Tucci, C. E. 1993. Hidrología ciencia y Aplicación. Editora da Universidad federal do Rio Grande do Soul.

- Ven Te Chow, Maidment David, Hidrologia Aplicada, McGraw Hill, 1994

- Ward A., et al., 2002. GRACE Mission, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt Maryland (NP-2002-2-427-GSFC), pp.20.

- http://www.sontek.com/princop/adp/adppo.htm

- http://www.crid.or.cr/crid/CD_VCD/DocsIndex.htm

- **http://www.transportes.gov.br/bit/hidro/detriotapajos.htm**